

# **Localizzazione automatica di eventi sismici basata sulle tecniche di Waveform Stacking con correzioni di sito**

*Tesi di Laurea Magistrale*

**Candidato**

Sergio Gammaldi

**Relatore**

Prof. Gilberto Saccorotti

**Controrelatore**

Prof. Alfredo Mazzotti

**Correlatori**

Dr. Simone Cesca,  
Dr. Francesco Grigoli

Pisa

---

Anno accademico 2013/2014

# Riassunto

La localizzazione automatica di eventi sismici ricopre un ruolo fondamentale nelle attività di monitoraggio della microsismicità indotta (stimolazione idraulica di reservoir petroliferi e geotermici, stoccaggio di fluidi nel sottosuolo etc.) e naturale. Tali contesti sono generalmente caratterizzati dall'occorrenza di un gran numero di eventi di piccola magnitudo, aventi basso rapporto segnale rumore. Per queste ragioni le procedure di localizzazione automatica, oltre ad dover essere completamente automatiche, devono essere sufficientemente robuste. Diversi metodi di localizzazione automatica basati sullo *stacking* delle forme d'onda sono stati sviluppati ed applicati con successo a diversi tipi di dati sia a scala locale che regionale. Il metodo di localizzazione discusso in questo lavoro di tesi si basa sullo stacking delle tracce *Short Time Average* su *Long Time Average* (STA/LTA). Il processo di localizzazione consiste nel sommare le tracce STA/LTA lungo le superfici dei tempi di arrivo teorici (delle fasi P e S) relative ad una determinata localizzazione di prova. Iterando questo processo nello spazio (coordinate ipocentrali) e nel tempo (tempo origine dell'evento) siamo in grado di ottenere una funzione di coerenza, il cui massimo assoluto corrisponde con le coordinate spazio-temporali dell'evento sismico. Sebbene questi metodi risultino robusti anche in presenza di dati rumorosi il processo di localizzazione può risultare problematico in mancanza di un modello di velocità sufficientemente accurato. Lo scopo principale di questo lavoro di tesi è quello di migliorare queste metodologie di localizzazione attraverso

l'uso di un approccio di tipo *Master event* . Prendendo in considerazione un evento di riferimento (Master) di cui si conosce la localizzazione, questo approccio si basa sull'uso delle correzioni temporali ottenute, per le principali fasi sismiche (P e S), dalle differenze tra gli arrivi teorici e quelli osservati. Tutti gli eventi sismici sufficientemente vicini all'evento Master (all'interno della zona di Fresnel) possono essere localizzati sommando le forme d'onda lungo le superfici dei tempi di arrivo teorici corretti (le correzioni di sito, appunto). In questo modo il metodo di localizzazione, tenendo conto di eventuali anomalie non presenti all'interno del modello di velocità (ad es. geologia superficiale, effetto della superficie topografica etc.), risulta meno dipendente da quest'ultimo. Usando questo approccio siamo pertanto capaci di ottenere localizzazioni più accurate, anche quando il modello di velocità è poco conosciuto. Dopo diversi test su dati sintetici, questo metodo di localizzazione relativa è stato applicato a dati reali associati ad uno sciame sismico registrato nel Nord-Ovest della Boemia (Repubblica Ceca).

# Indice

|  |           |
|--|-----------|
| <b>Riassunto</b>   | <b>2</b>  |
| <b>1 Introduzione</b>  | <b>12</b> |
| 1.1 Il problema della localizzazione dei terremoti . . . . . | 12        |
| 1.2 Le procedure di localizzazione automatica . . . . .      | 14        |
| <b>2 Il metodo di localizzazione: Teoria</b>                 | <b>18</b> |
| 2.1 Le funzioni caratteristiche . . . . .                    | 18        |
| 2.2 Processo di localizzazione . . . . .                     | 22        |
| 2.3 Localizzazione Master . . . . .                          | 27        |
| 2.4 Loki Master . . . . .                                    | 28        |
| 2.4.1 Conclusioni . . . . .                                  | 31        |
| <b>3 Applicazione su dati sintetici</b>                      | <b>33</b> |
| 3.1 Calcolo Sismogrammi . . . . .                            | 33        |
| 3.2 Calcolo arrivi teorici . . . . .                         | 35        |
| 3.3 Applicazione Master . . . . .                            | 41        |
| 3.4 Localizzazioni . . . . .                                 | 45        |
| 3.5 Conclusioni . . . . .                                    | 53        |
| <b>4 Applicazioni su dati reali</b>                          | <b>55</b> |
| 4.1 Introduzione regione di interesse . . . . .              | 55        |



|                       |  |           |
|-----------------------|--|-----------|
| 4.2                   | Le stazioni del monitoraggio . . . . . | 59        |
| 4.3                   | I sismogrammi . . . . .                | 63        |
| 4.4                   | Localizzazione Eventi noti . . . . .   | 65        |
| 4.4.1                 | Conclusioni . . . . .                  | 70        |
| 4.5                   | Localizzazione dati continui . . . . . | 74        |
| 4.5.1                 | Analisi sismogrammi . . . . .          | 74        |
| 4.5.2                 | Localizzazioni . . . . .               | 80        |
| 4.5.3                 | Processing post-location . . . . .     | 82        |
| 4.5.4                 | Conclusioni . . . . .                  | 85        |
| 4.6                   | Conclusioni . . . . .                  | 88        |
| <b>Ringraziamenti</b> |  | <b>93</b> |
| <b>Bibliografia</b>   |  | <b>93</b> |

## Lista delle figure

|     |   |    |
|-----|---|----|
| 2.1 | Immagine rappresentativa 2D di un evento sismico (a) registrato ad $n$ stazioni (b) e delle rispettive STA/LTA calcolate sulle funzioni caratteristiche(c) . . . . .  | 22 |
| 2.2 | Immagine rappresentativa 2D dello <i>scanning delle potenziali sorgenti sismiche</i> ; in <i>a1</i> viene scansionata il primo punto della griglia a tre profondità diverse <i>b1</i> , <i>c1</i> e <i>d1</i> ; in <i>a2</i> il punto della griglia in cui si troverà il massimo di coerenza in <i>c2</i> ; infine in <i>a3</i> viene rappresentato l'ultimo punto della griglia in basso a destra. . . . . | 26 |
| 2.3 | Immagine rappresentativa 2D della matrice di coerenza: il massimo corrisponde alla localizzazione dell'evento sismico. . . . .  | 26 |
| 2.4 | Immagine rappresentative di un evento focalizzato intorno ad uno di riferimento i cui percorsi sono simili . . . . .  | 28 |
| 2.5 | Sketch della coerenza tra arrivi teorici per un modello poco accurato e delle tracce STA/LTA per un modello più complesso . . . .   | 32 |
| 2.6 | Sketch della coerenza che ci aspettiamo dopo le correzioni dei tempi residuali calcolati sull'evento Master. . . . .  | 32 |
| 3.1 | . . . . .   | 37 |
| 3.2 | Area interessata da sciame sismici . . . . .  | 38 |
| 3.3 | Modello di velocità utilizzato per il calcolo dei sismogrammi sintetici.  | 38 |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 3.4  | Modello di velocità utilizzato per il calcolo degli arrivi teorici. . .   | 39 |
| 3.5  | Rete sismica . . . . .  | 40 |
| 3.6  | Tracce sintetiche della componente verticale relative agli eventi (a)<br>2 e (b) 7. . . . .   | 41 |
| 3.7  | Tracce sintetiche relative all'evento Master: (a) Componente Est,(b)<br>componente Nord, (c) componente verticale . . . . .   | 44 |
| 3.8  | Matrici di coerenza per l'evento 2 con una lunghezza della STA di<br>10 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodolo-<br>gia Loki, sulla colonna destra con Loki Master . . . . . | 46 |
| 3.9  | Matrici di coerenza per l'evento 2 con una lunghezza della STA di<br>20 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodolo-<br>gia Loki, sulla colonna destra con Loki Master . . . . . | 47 |
| 3.10 | Matrici di coerenza per l'evento 2 con una lunghezza della STA di<br>30 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodolo-<br>gia Loki, sulla colonna destra con Loki Master . . . . . | 48 |
| 3.11 | Matrici di coerenza per l'evento 7 con una lunghezza della STA di<br>10 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodolo-<br>gia Loki, sulla colonna destra con Loki Master . . . . . | 49 |
| 3.12 | Matrici di coerenza per l'evento 7 con una lunghezza della STA di<br>20 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodolo-<br>gia Loki, sulla colonna destra con Loki Master . . . . . | 50 |
| 3.13 | Matrici di coerenza per l'evento 7 con una lunghezza della STA di<br>30 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodolo-<br>gia Loki, sulla colonna destra con Loki Master . . . . . | 51 |
| 3.14 | Localizzazioni epicentrali degli eventi 2 e 7 a 10 campioni della<br>STA: Loki Master e metodo standard a confronto. . . . .  | 52 |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 3.15 | Sezione trasversale in profondità e nord degli eventi 2 e 7 a 10<br>campioni della STA: Loki Master e metodo standard a confronto.  | 52 |
| 3.16 | Sezione trasversale in profondità ed est degli eventi 2 e 7 a 10<br>campioni della STA: Loki Master e metodo standard a confronto.  | 53 |
| 4.1  | Regione dell'Ovest Boemia/Vogtland con i terremoti epicentrali<br>[Horálek and Fischer, 2008], stazioni sismiche WEBNET, e le faglie<br>principali (il <i>rift</i> EG Eger, la faglia MLF <i>Mariánské Lázně</i> ). Nell'angolo<br>in basso a destra è indicato il massimo della compressione <i>striking</i><br><i>160°</i> [Švancara et al., 2008] . La linea continua indica il confine<br>Germania-Repubblica Ceca; i quadratini le città nell'Ovest<br>Boemia, nel Sud-Est della Sassonia e nel Nord-Est della Bavaria.<br>L'area focale di Novy Kostel è indicata con il rettangolo trat-<br>teggiato, mentre l'ellissoide tratteggiato indica l'area focale di<br>Kraslice-Klingenthal. Il rettangolo grigio indica la faglia <i>Počátky-</i><br><i>Plesná</i> . . . . . | 56 |
| 4.2  | Sismicità (1994-2009) della Boemia occidentale. Le stazioni sis-<br>miche che operavano durante lo sciame de 2008/2009 sono anno-<br>tate e mostrate nella loro posizione da triangoli. I cerchi piccoli<br>indicano gli epicentri dei terremoti (dati WEBNET), i cerchi grandi<br>lo zona focale di Novy Kostel. Le stelle indicano le <i>mofette</i> (vapori<br>e gas tossici volatili). . . . .  | 58 |
| 4.3  | Sismicità tra il 2009 e il 2014 . . . . .   | 59 |
| 4.4  | Funzione di trasferimento della rete tedesca. . . . .   | 61 |
| 4.5  | Esempio di sismometro della rete tedesca del Vogtland . . . . .   | 62 |
| 4.6  | Esempio di box contenente la batteria e il registratore del sismometro.   | 62 |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 4.7  | Rete sismica utilizzata per la localizzazione degli eventi nell'area focale di Novy Kostel. . . . .   | 63 |
| 4.8  | Sismogramma della stazione di Novy Kostel: registrazione dalle 01:00 alle 02:00 . . . . .   | 64 |
| 4.9  | Sismogramma della stazione di Novy Kostel: registrazione dalle 02:00 alle 03:00 . . . . .   | 64 |
| 4.10 | Sismogramma della stazione di Kraslice: registrazione dalle 01:00 alle 02:00 . . . . .  | 65 |
| 4.11 | Sismogramma della stazione di Kraslice: registrazione dalle 02:00 alle 03:00 . . . . .  | 65 |
| 4.12 | Tre componenti dell'evento Master alla stazione NKC. . . . .  | 66 |
| 4.13 | Localizzazioni epicentrali: metodi Loki e Loki Master a confronto. . . . .  | 68 |
| 4.14 | Localizzazioni epicentrali: metodi Loki Master e standard a confronto. . . . .  | 68 |
| 4.15 | <i>Cross section northing</i> : metodi Loki Master, Loki e standard a confronto. . . . .  | 69 |
| 4.16 | <i>Cross section easting</i> : metodi Loki Master, Loki e standard a confronto. . . . .   | 69 |
| 4.17 | Matrici di coerenza per l'evento 20130831T010920 con una lunghezza della STA di 10 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodologia Loki, sulla colonna destra con Loki Master . . . . . | 71 |
| 4.18 | Matrici di coerenza per l'evento 20130831T010920 con una lunghezza della STA di 10 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodologia Loki, sulla colonna destra con Loki Master . . . . . | 72 |
| 4.19 | Componente z della stazione NKC per l'evento Master n°8 della tabella 3.1 con relativo spettro di frequenza. . . . .  | 75 |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 4.20 | Componente z della stazione V12A2 per l'evento Master n°8 della<br>tabella 3.1 con relativo spettro di frequenza. . . . .   | 75 |
| 4.21 | Componente z della stazione NKC per l'evento 3 della tabella 3.1<br>con relativo spettro di frequenza. . . . .  | 76 |
| 4.22 | Componente z della stazione V12A2 per l'evento 3 della tabella<br>3.1 con relativo spettro di frequenza. . . . .  | 76 |
| 4.23 | Matrice di cross-correlazione di 61 eventi estratti dal rapporto<br>STA/LTA calcolato a priori per la stazione NKC. . . . .   | 78 |
| 4.24 | Matrice di cross-correlazione filtrata di 61 eventi estratti dal rap-<br>porto STA/LTA calcolato a priori. I filtri applicati sono: un passa-<br>banda tra 5 e 18 Hz, un <i>detrend</i> ed un <i>demean</i> . . . . . | 79 |
| 4.25 | Funzione di correlazione e distanza [Menke, 1999] tra l'evento Mas-<br>ter e gli eventi da localizzare. . . . .   | 79 |
| 4.26 | Localizzazione epicentrale con il metodo assoluto. . . . .  | 81 |
| 4.27 | Localizzazione epicentrale con il metodo relativo. . . . .  | 82 |
| 4.28 | Localizzazione epicentrale assoluta degli eventi ulteriormente fil-<br>trati con una coerenza relativa maggiore di 0.6. . . . .   | 83 |
| 4.29 | Localizzazione epicentrale degli eventi ulteriormente filtrati con<br>una coerenza relativa maggiore di 0.6. . . . .  | 84 |
| 4.30 | Localizzazione epicentrale degli eventi ulteriormente filtrati con<br>una coerenza relativa maggiore di 0.6. . . . .  | 84 |
| 4.31 | Localizzazione ipocentrale degli eventi ulteriormente filtrati con<br>una coerenza relativa maggiore di 0.6. . . . .  | 85 |
| 4.32 | Matrici della somma delle coerenze aventi un massimo maggiore<br>di 0.6 . . . . .   | 90 |

4.33 Sketch rappresentativo di come dovrebbe funzionare il metodo di localizzazione automatico Loki Master: le immagini a), b), c), d), e) rappresentano in successione l'algoritmo che localizza degli eventi di dopo aver individuato, per ogni sotto cubo di dati, un evento Master (rappresentati da stelle). Ogni area rossa è definita dalla lunghezza d'onda e quindi dalla frequenza del Master. . . . 92

## Lista delle tabelle

|     |   |    |
|-----|---|----|
| 3.1 | Eventi sismici scelti per la generazione di sismogrammi sintetici. .  | 39 |
| 3.2 | Tabella con le stazioni ed i relativi <i>picking</i> su sismogrammi sintetici, arrivi teorici e differenze calcolate per la fase P. . . . . | 43 |
| 3.3 | Tabella con le stazioni ed i relativi <i>picking</i> su sismogrammi sintetici, arrivi teorici e differenze calcolate per la fase S. . . . . | 43 |
| 4.1 | Stazioni delle rete Ceca "WEBNET". . . . .  | 60 |
| 4.2 | Tabella con le stazioni ed i relativi <i>picking</i> su dati reali, arrivi teorici e differenze calcolate per la fase P. . . . .            | 67 |
| 4.3 | Tabella con le stazioni ed i relativi <i>picking</i> su dati reali, arrivi teorici e differenze calcolate per la fase S. . . . .            | 67 |
| 4.4 | Localizzazioni Loki Master e coerenze degli eventi di tabella 3.1 .   | 73 |
| 4.5 | Localizzazioni Loki e coerenze degli eventi di tabella 3.1 . . . . .  | 73 |
| 4.6 | Localizzazione degli eventi tra le 01:00 e 03:00 con una coerenza maggiore di 0.6. . . . .  | 87 |



# Capitolo 1

## Introduzione

### 1.1 Il problema della localizzazione dei terremoti

La localizzazione di eventi sismici è uno dei problemi più importanti nel campo della sismologia e ancora oggi è un attivo *topic* di ricerca. Un terremoto viene localizzato determinando il suo tempo origine e le sue coordinate ipocentrali. L'ipocentro è definito da tre coordinate cartesiane che individuano la sorgente del terremoto nello spazio (l'epicentro rappresenta la sua proiezione sulla superficie terrestre), il tempo origine, invece, è il tempo in cui si verifica l'evento. Un evento sismico è spesso approssimato ad una sorgente puntuale che irradia energia sismica attraverso onde elastiche. Tale approssimazione è valida quando  $r\lambda \gg L^2$ , dove  $L$  è la lunghezza della rottura,  $\lambda$  è la lunghezza d'onda dominante delle forme d'onda associate all'evento sismico e registrate ad una distanza  $r$  dall'ipocentro. Questa approssimazione non è generalmente valida per eventi di grande magnitudo dove la lunghezza della rottura può essere dell'ordine delle centinaia di chilometri. In questi casi l'ipocentro è il punto dove inizia il processo di rottura e comincia l'emissione delle onde sismiche. Il tempo origine e le coordinate ipocentrali non dovrebbero essere confusi con i risultati delle inversioni a lungo periodo che rappresentano delle medie temporali e spaziali dell'intero evento (il

centroide dell'evento sismico).

Determinare la localizzazione di un terremoto significa quindi, determinare quattro parametri, il tempo origine e le coordinate ipocentrali  $(t_0, x_0, y_0, z_0)$ . Per poter invertire questi parametri è necessario un modello di velocità caratteristico dell'area oggetto di studio. Per una determinata localizzazione, espressa in termini del vettore:

$$\mathbf{m} = (m_1, m_2, m_3, m_4) = (t_0, x_0, y_0, z_0), \quad (1.1)$$

i tempi di arrivo teorici ad ogni stazione  $i$ -esima possono essere calcolati utilizzando la relazione:

$$\mathbf{d}_i^{pre} = \mathbf{G}_i(t_0, x_0, y_0, z_0), \quad (1.2)$$

o in maniera più compatta:

$$\mathbf{d}^{pre} = \mathbf{G}(\mathbf{m}); \quad (1.3)$$

dove  $\mathbf{d}^{pre}$  è il vettore dei tempi di arrivo teorici e  $\mathbf{G}$  è l'operatore di *forward modeling* che permette di calcolare i tempi di arrivo teorici relativi ai parametri del modello  $\mathbf{m}$ . La differenza tra i tempi di arrivo osservati e quelli calcolati è data da:

$$\mathbf{r} = \mathbf{d}^{obs} - \mathbf{d}^{pre} = \mathbf{d}^{obs} - \mathbf{G}(\mathbf{m}); \quad (1.4)$$

dove  $\mathbf{r}$  è il vettore dei residui temporali a ciascuna stazione. E' importante sottolineare che  $\mathbf{G}$  è una funzione non lineare dei parametri del modello (fatta eccezione per il tempo di origine  $t_0$ ). Localizzare un evento sismico significa, quindi, trovare i parametri del modello  $\mathbf{m} = (t_0, x_0, y_0, z_0)$  che minimizzano la norma euclidea del vettore dei residui  $\mathbf{r}$ . Questo è un problema inverso non-lineare che viene generalmente risolto attraverso metodi iterativi (ad es. Gauss-Newton) o algoritmi di inversione globale (ad es. grid search).

## 1.2 Le procedure di localizzazione automatica

La necessità di metodi di localizzazione automatica è di fondamentale importanza nelle operazioni di monitoraggio microsismico dove, generalmente il numero di eventi registrati è molto elevato. Negli ultimi anni si è osservato un crescente interesse verso le operazioni di monitoraggio microsismico, specialmente nei settori che riguardano l'industria petrolifera e mineraria. L'analisi della microsismicità viene utilizzata per poter mappare la distribuzione spaziale di eventuali fratture e/o meglio interpretare il fenomeno geologico che causa la sismicità. Nel caso della sismicità indotta in giacimenti petroliferi, questo tipo di monitoraggio è proiettato alla ricerca di zone a più alta permeabilità per incrementare la produttività. Per quanto riguarda le miniere, invece, la distribuzione della microsismicità è utilizzata per monitorare la stabilità della miniera e quindi garantire la sicurezza dei lavoratori [Gharti et al., 2010]. Le applicazioni di monitoraggio microsismico richiedono spesso l'installazione di reti sismiche ad hoc. Dato l'elevato numero di eventi registrati da queste reti, le procedure di localizzazione manuale non sono, nella maggioranza dei casi, applicabili. Per questo motivo lo sviluppo di metodi di localizzazione automatica è di fondamentale importanza in queste applicazioni. I metodi standard di localizzazione automatica sono generalmente basati sul *picking* automatico delle principali fasi sismiche (primi arrivi delle onde sismiche P ed S). La procedura di picking deve essere molto accurata ed è successivamente seguita da una procedura di identificazione della fase "pickata" [Gharti et al., 2010]. Il processo di localizzazione è di solito una versione modificata dell'algoritmo di Geiger [1910, 1912], basato sulla minimizzazione dei residui tra i tempi di arrivo teorici e quelli osservati per le onde P ed S tramite una procedura iterativa. Nelle ultime due decadi sono stati sviluppati un gran numero di algoritmi di *picking*: sebbene il primo arrivo delle onde P possa essere

facilmente individuati, il *picking* automatico delle fasi sismiche tardive (incluse le onde S), è ancora problematico. Inoltre quando i dati sono caratterizzati da un basso rapporto segnale-rumore, la procedura di *picking* e la successiva identificazione della fase potrebbero essere difficili da realizzare. Il crescente interesse nelle applicazioni di monitoraggio microsismico da parte delle industrie petrolifere e minerarie ha spinto verso lo sviluppo di metodi di localizzazione sismica automatici alternativi. Questi metodi, simili alle tecniche di migrazione utilizzate in sismica a riflessione, sfruttano l'intera informazione della forma d'onda e non richiedono nessuna identificazione preventiva della fase. Alcuni metodi sono basati sulla *backpropagation* del campo d'onda, utilizzando le forme d'onda *time-reversed* come sorgenti virtuali [Gajewski and Tessmer, 2005; McMechan, 1982]; attraverso la *backpropagation* del campo d'onda l'ipocentro dell'evento sismico viene localizzato dove si focalizza il massimo dell'energia. Questi metodi sono computazionalmente dispendiosi, inoltre, in presenza di dati rumorosi e modelli eterogenei, potrebbero verificarsi problemi nella focalizzazione dell'energia [Gharti et al., 2010]. Altri metodi di localizzazione utilizzano la coerenza di un'insieme di onde selezionate e registrate a diverse stazioni [Rubinstein and Beroza, 2007] (metodi di *beamforming*). Alcune di queste tecniche sono state applicate con successo ad eventi in ambiente vulcanico [Wassermann, 1997]. Altre tecniche sono basate sull'idea del ritardo e della somma di forme d'onda sismiche, come il *Source Scanning Algorithm* (SSA), sviluppato da Kao and Shan [2004, 2007]. In questo caso la sorgente viene localizzata tramite la funzione di *brightness*, ottenuta sommando le ampiezze assolute dei sismogrammi normalizzati registrati alle varie stazioni. Baker et al. [2005] hanno implementato un metodo simile facendo lo *stacking* dell'involuppo dei sismogrammi al primo arrivo delle onde P. Per applicazioni microsismiche Drew et al. [2005] hanno utilizzato la somma dei prodotti dei rapporti segnale/rumore delle onde P ed S ai tempi di arrivo calcolati

per ottenere una mappa di coalescenza nello spazio 4D: l'evento è rilevato quando la funzione di coalescenza è più alta di una determinata soglia. L'evento viene successivamente localizzato attraverso l'analisi della polarizzazione delle onde P. Grigoli et al. [2013a] hanno modificato e ulteriormente migliorato il *Source Scanning Algorithm*, utilizzando sia le fasi P che le fasi S: il nuovo approccio è basato sullo *stacking* delle tracce calcolate tramite il rapporto tra *Short time average* su *Long time average* (STA/LTA) a tutte le stazioni usando entrambe le fasi P ed S. Le tracce STA/LTA sono calcolate su delle funzioni caratteristiche che enfatizzano i primi arrivi delle fasi P ed S [Grigoli et al., 2013b].

I metodi di localizzazione basati sullo *stacking* delle forme d'onda godono dei seguenti benefici: (1) la procedura di localizzazione è completamente automatica, (2) inoltre non necessita del *picking* e della identificazione delle fasi. (3) Il metodo è robusto anche in presenza di dati rumorosi, (4) e fa uso dell'intera forma d'onda (sia fasi P che S), (5) senza il bisogno di calcolare i sismogrammi sintetici. Tuttavia questi metodi restano computazionalmente dispendiosi e dipendenti dal modello di velocità utilizzato.

Lo scopo principale di questo lavoro di tesi è quello di migliorare queste metodologie di localizzazione attraverso l'uso di un approccio di tipo *Master event*. Prendendo in considerazione un evento di riferimento (Master) di cui si conosce la localizzazione, questo approccio si basa sull'uso delle correzioni temporali ottenute, per le principali fasi sismiche (P e S), dalle differenze tra gli arrivi teorici e quelli osservati. Tutti gli eventi sismici sufficientemente vicini all'evento Master (all'interno della zona di Fresnel) possono essere localizzati sommando le forme d'onda lungo le superfici dei tempi di arrivo teorici corretti (le correzioni di sito, appunto). In questo modo il metodo di localizzazione, tenendo conto di eventuali anomalie non presenti all'interno del modello di velocità (correzioni statiche, variazione laterale dello spessore dei sedimenti, etc.), risulta meno dipendente da quest'ultimo.

Questo metodo di localizzazione è utilizzabile solo se gli eventi da localizzare si trovano all'interno della stessa area focale dell'evento Master [Waldhauser and Ellsworth, 2000].

Usando questo approccio siamo pertanto capaci di ottenere localizzazioni più accurate, anche quando il modello di velocità è poco conosciuto. Dopo aver testato la metodologia con dati sintetici, verranno mostrati i risultati ottenuti applicando il nuovo metodo di localizzazione ad uno sciame sismico nel Nord-Ovest della Boemia (Repubblica Ceca). Quest'area risulta perfetta per l'applicazione di tale metodologia essendo caratterizzata da una attività microsismica particolarmente intensa e focalizzata. I risultati ottenuti applicando questa procedura di localizzazione verranno confrontati con quelli ottenuti attraverso il metodo standard. I codici sviluppati durante questo lavoro di tesi sono stati scritti in Python [Van Rossum and Drake, 2001] e fanno uso della libreria ObSpy [Beyreuther et al., 2010].

## Capitolo 2

### Il metodo di localizzazione: Teoria

I metodi di localizzazione automatica sono di fondamentale importanza in sismologia. In questo lavoro di tesi il metodo di localizzazione full-waveform sviluppato da Grigoli et al. [2013a,b] è stato ulteriormente migliorato con l'uso delle correzioni di sito durante il processo di stacking delle forme d'onda [Gammaldi et al., 2014].

Il processo di localizzazione può essere suddiviso in due fasi distinte:

- Calcolo delle funzioni caratteristiche sia per le onde P che per le onde S (vedi figura 2.1)
- Stacking delle forme d'onda e determinazione delle coordinate ipocentrali (vedi figura 2.2 e 2.3)

#### 2.1 Le funzioni caratteristiche

Per poter localizzare gli eventi sismici è necessario, prima di tutto, elaborare le forme d'onda grezze. Il metodo di localizzazione sfrutta i primi arrivi di entrambe le fasi P ed S per meglio vincolare la soluzione. Di conseguenza, per poter evidenziare automaticamente queste fasi, è necessario poterne distinguere l'entità. Le funzioni caratteristiche elaborano il segnale per enfatizzare gli arrivi di entrambe le fasi P ed S. Infatti queste sono sensibili a cambiamenti di energia, contenuto in

frequenza, polarizzazione ed altre caratteristiche relative al segnale ed al rumore di sottofondo che vengono misurate ad ogni singola stazione. Avendo a disposizione stazioni sismiche dotate di 3 componenti, è possibile sfruttare la polarizzazione delle onde sismiche per discriminarle.

Le tracce possono essere considerate come una serie temporale discreta.

Prima di tutto definiamo la componente Est con  $x(j)$ , la componente Nord con  $y(j)$  e la componente verticale con  $z(j)$ ; il valore intero  $j = 1, 2, \dots, n_{\text{campioni}}$  rappresenta l'indice temporale della serie mentre  $n_{\text{campioni}}$  si riferisce all'ultimo campione della traccia. Per la propagazione acustica, se consideriamo un evento sismico, la componente principale di polarizzazione delle stazioni, poste sulla superficie topografica, corrisponde alla perpendicolare rispetto al fronte d'onda piano. Infatti la funzione caratteristica  $CF^P$  sensitiva alle onde P consiste nel calcolare il quadrato della componente  $z$  della traccia sismica perpendicolare alla superficie topografica:

$$CF^P(j) = z^2(j) \quad (2.1)$$

Infatti  $z(j)$  è la componente verticale della traccia sismica e la funzione caratteristica, in questo caso, corrisponde all'energia dell'onda P.

Per quanto riguarda le onde S l'energia di queste si polarizza soprattutto sulla componente verticale rispetto alla direzione di propagazione del fronte d'onda. Di conseguenza Grigoli et al. [2013b] prima calcolano la traccia analitica delle tracce di entrambe le componenti orizzontali come di seguito:

$$X(j) = x(j) + iH\{x(j)\} \quad (2.2)$$

$$Y(j) = y(j) + iH\{y(j)\} \quad (2.3)$$



Dove  $H$  è la trasformata di Hilbert, grazie alla quale otteniamo la parte immaginaria della componente in analisi, e  $i^2 = -1$ . Dopo di che si calcola la matrice di covarianza istantanea  $\mathbf{Q}(j)$  [Vidale, 1986] come:

$$\mathbf{Q}(j) = \begin{pmatrix} X(j)\hat{X}(j) & X(j)\hat{Y}(j) \\ Y(j)\hat{X}(j) & Y(j)\hat{Y}(j) \end{pmatrix} \quad (2.4)$$

Dove il cappello  $\hat{\phantom{x}}$  denota il complesso coniugato. Dato che la matrice  $\mathbf{Q}(j)$  è Hermitiana ha, per ogni campione  $j$ , due autovalori reali positivi  $\lambda_1$  e  $\lambda_2$  (con  $\lambda_1 \geq \lambda_2$ ). Però in alcuni casi a piccola scala non è garantita che l'incidenza dell'onda  $S$  è vicino alla verticale. In questi casi si possono ottenere risultati migliori calcolando la matrice di covarianza istantanea usando le tre componenti delle tracce [Rowe et al., 2002].

Grigoli et al. [2013b] in questo caso hanno utilizzato la matrice di covarianza istantanea solo per le due componenti orizzontali. Di conseguenza la funzione caratteristica delle onde  $S$  è definita come:

$$CF^S(j) = \lambda_1(j)^2 + \epsilon \quad (2.5)$$

Dove  $\epsilon$  è un piccolo numero positivo necessario per evitare problematiche numeriche legate al calcolo delle tracce STA/LTA (*short-time-average to long-time-average* quando  $\lambda_1(j)$  tende a zero. Ottenute le funzioni caratteristiche  $CF^P$  e  $CF^S$  possiamo calcolare le tracce STA/LTA separatamente.

Reo degli errori commessi dall'operatore durante la fase di *picking* e del dispendio di tempo necessario per la localizzazione di eventi sismici, il rapporto *short-time-average/long-time-average* punta ad ottimizzare, temporalmente e qualitativa-

mente, l'individuazione dei tempi di arrivo delle onde sismiche. L'algoritmo originale implementato da Allen [1978, 1982] è stato ulteriormente modificato attraverso l'uso di un metodo ricorsivo che riduce capacità di memoria, ottenendo anche risultati più risolutivi rispetto alla metodologia STA/LTA standard in assenza di segnale [Withers et al., 1998]. Se indichiamo come  $n_s$  e  $n_l$  il numero di campioni rispettivamente della *short time average* e della *long time*, l'algoritmo ricorsivo STA/LTA consiste in:

$$STA(j) = K_s(CF(j)) + (1 - K_s)STA(j - 1) \quad (2.6)$$

$$LTA(j) = K_l(CF(j - n_s - 1)) + (1 - K_l)LTA(j - 1) \quad (2.7)$$

dove l'indice  $j$  indica varia tra  $h = n_s + n_l$  e l'ultimo campione  $n_{campioni}$  della funzione caratteristica. In accordo con Withers et al. [1999], la costante di decadimento  $K_s$  e  $K_l$  sono impostate a  $1/n_s$  e a  $1/n_l$  rispettivamente. Le equazioni per le funzioni STA e LTA rappresentano due filtri passa basso con un unico polo nel dominio del tempo;  $K_s$  e  $K_l$  sono costanti che controllano la funzione di filtro passa basso [Baer and Kradolfer, 1987].

Quindi le tracce STA/LTA sono calcolate secondo:

$$W^P(j) = \frac{STA^P(j)}{LTA^P(j)} \quad (2.8)$$

$$W^S(j) = \frac{STA^S(j)}{LTA^S(j)} \quad (2.9)$$

dove  $W^P$  e  $W^S$  sono le tracce STA/LTA delle funzioni caratteristiche per le onde

P e S.

In seguito è richiesta la normalizzazione di queste tracce per tener conto degli effetti della propagazione, per evitare che per le stazioni vicino alla sorgente dominate dallo *stacking* e anche per bilanciare i contributi delle P e S.

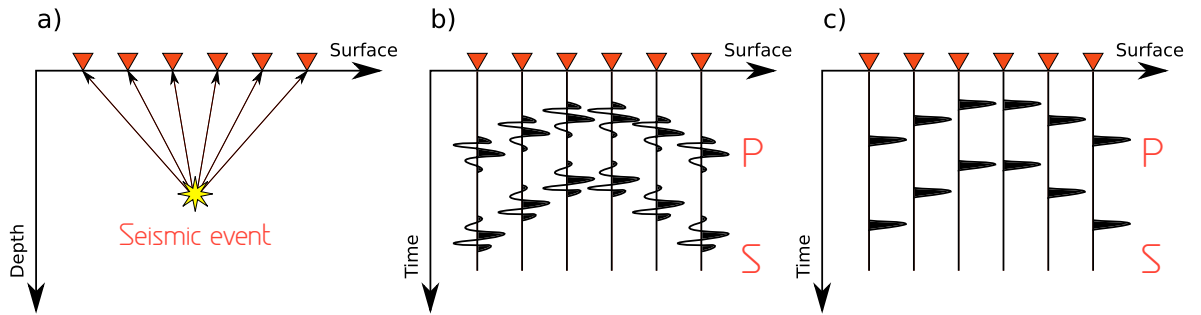


Figura 2.1: Immagine rappresentativa 2D di un evento sismico (a) registrato ad  $n$  stazioni (b) e delle rispettive STA/LTA calcolate sulle funzioni caratteristiche(c)

## 2.2 Processo di localizzazione

Calcolate le tracce STA/LTA delle funzioni caratteristiche (figura2.1c) per entrambe le onde P ed S ad ogni stazione della rete sismica, procediamo utilizzandole per il processo di localizzazione.

Tale processo si basa sull'utilizzo dell'intera informazione della forma d'onda, o meglio delle onde P ed S misurate dalla rete.

Immaginiamo di misurare un evento sismico (figura2.1b) con  $N$  stazioni costituite da tre componenti. Per poter localizzare la sorgente di energia prima di tutto definiamo un sistema cartesiano 3D su di una griglia opportunamente campionata contenente l'intera regione sismogenetica.

Per una rete costituita da  $nx$ ,  $ny$  e  $nz$  campioni lungo  $x$ ,  $y$  e  $z$  possiamo scrivere:

$$x(l) = x_{ref} + l\delta x \quad \text{with} \quad l = 0, 1, \dots, nx \quad (2.10)$$

$$y(m) = y_{ref} + m\delta y \quad \text{with} \quad m = 0, 1, \dots, ny \quad (2.11)$$

$$z(n) = z_{ref} + n\delta z \quad \text{with} \quad n = 0, 1, \dots, nz \quad (2.12)$$

dove  $\delta x$ ,  $\delta y$  e  $\delta z$  sono il passo di campionamento della griglia lungo le direzioni  $x$ ,  $y$  e  $z$  (che corrispondono rispettivamente ad Est, al Nord ed alla profondità), mentre  $x_{ref}$ ,  $y_{ref}$  e  $z_{ref}$  sono le coordinate cartesiane del punto di riferimento del sistema. Il mezzo spazio campionato è organizzato in modo tale che ogni punto della griglia rappresenti le coordinate potenziali della sorgente. Per ogni punto della rete investigata vengono calcolati i tempi di arrivo teorici per entrambi le fasi P ed S rispettivamente con  $\tau_k^p(x, y, z)$  e  $\tau_k^s(x, y, z)$  a tutte le  $N$  stazioni della rete sismica di riferimento ( $k$  è l'indice della stazione). Dopo di che definiamo  $\tau_{min}$  e  $\tau_{max}$  come:

$$\tau_{min}(l, m, n) = \min(\{\tau_k^p(l, m, n)\}_{k=1}^N) , \quad (2.13)$$

$$\tau_{max}(l, m, n) = \max(\{\tau_k^s(l, m, n)\}_{k=1}^N) , \quad (2.14)$$

queste si riferiscono ai tempi di arrivo minore e maggiore rispettivamente per le onde P e le S all'interno della rete.

Usando la precedente equazione introduciamo  $T_k^p(l, m, n)$  e  $T_k^s(l, m, n)$ :

$$T_k^p(l, m, n) = \tau_k^p(l, m, n) - \tau_{min}(l, m, n) , \quad (2.15)$$

$$T_k^s(l, m, n) = \tau_k^s(l, m, n) - \tau_{min}(l, m, n) , \quad (2.16)$$

$T_k(l, m, n)$  sono i tempi di arrivo calcolati alla stazione  $k$  (per i primi arrivi delle onde P e S) relativi al  $\tau_{min}$ . Dato il campionamento  $\delta t$  delle forme d'onda regis-

trate, discretizziamo ora la precedente equazione:

$$\Delta T_k^p(l, m, n) = \text{round} \left\{ \frac{T_k^p(l, m, n)}{\delta t} \right\} , \quad (2.17)$$

$$\Delta T_k^s(l, m, n) = \text{round} \left\{ \frac{T_k^s(l, m, n)}{\delta t} \right\} , \quad (2.18)$$

Utilizzando le equazioni 17 e 18 possiamo finalmente valutare le funzioni di coerenza  $C^p$  e  $C^s$  per ogni punto della griglia e campione temporale. Di conseguenza nelle seguenti equazioni si somma il prodotto tra il  $j$ esimo valore della traccia STA/LTA e il corrispettivo tempo di arrivo per quel valore della griglia per tutte le stazioni lungo *travel time*:

$$C^p(l, m, n, j) = \sum_{k=1}^N W_k^P(j + \Delta T_k^p(l, m, n)) , \quad (2.19)$$

$$C^s(l, m, n, j) = \sum_{k=1}^N W_k^S(j + \Delta T_k^s(l, m, n)) , \quad (2.20)$$

dove  $W_k^P$  è la traccia STA/LTA normalizzata della funzione caratteristica per le onde P relativa alla  $k$ -esima stazione, così come  $W_k^S$  è la traccia normalizzata della funzione caratteristica per le onde S relativa alla  $k$ -esima stazione. In accordo con Kao and Shan [2004], per ottenere risultati più risolutivi il metodo può essere modificato sommando tutti i campioni all'interno di una finestra temporale scelta centrata intorno a  $\Delta T_k^p$  (o  $\Delta T_k^s$ ).

La matrice di coerenza (figura 2.3) è finalmente definita come:

$$C(l, m, n, j) = \frac{\sqrt{C^p(l, m, n, j) C^s(l, m, n, j)}}{N} . \quad (2.21)$$

Dall'equazione precedente è chiaro che  $C(l, m, n, j)$  è una funzione confinata all'interno dei limiti teorici tra un minimo che è 0 (non coerente) e un massimo di

1 che corrisponde ad una perfetta coerenza per entrambi i primi arrivi delle onde P e S. La localizzazione dell'evento è così ottenuta grazie all'estrapolazione del massimo di coerenza della matrice:

$$C(\hat{l}, \hat{m}, \hat{n}, \hat{j}) = \max \{C(l, m, n, j)\} , \quad (2.22)$$

Finalmente otteniamo le coordinate dell'evento sismico che sono  $(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z}) = (x(\hat{l}), y(\hat{m}), z(\hat{n}))$  il cui origine  $\hat{t}$  può essere ricavato grazie a:

$$\hat{t} = \hat{j}\delta t - \tau_{min}(\hat{l}, \hat{m}, \hat{n}) . \quad (2.23)$$

Qui di seguito vengono riassunte in semplici sketch le fasi di *scanning* e di localizzazione del massimo della coerenza.

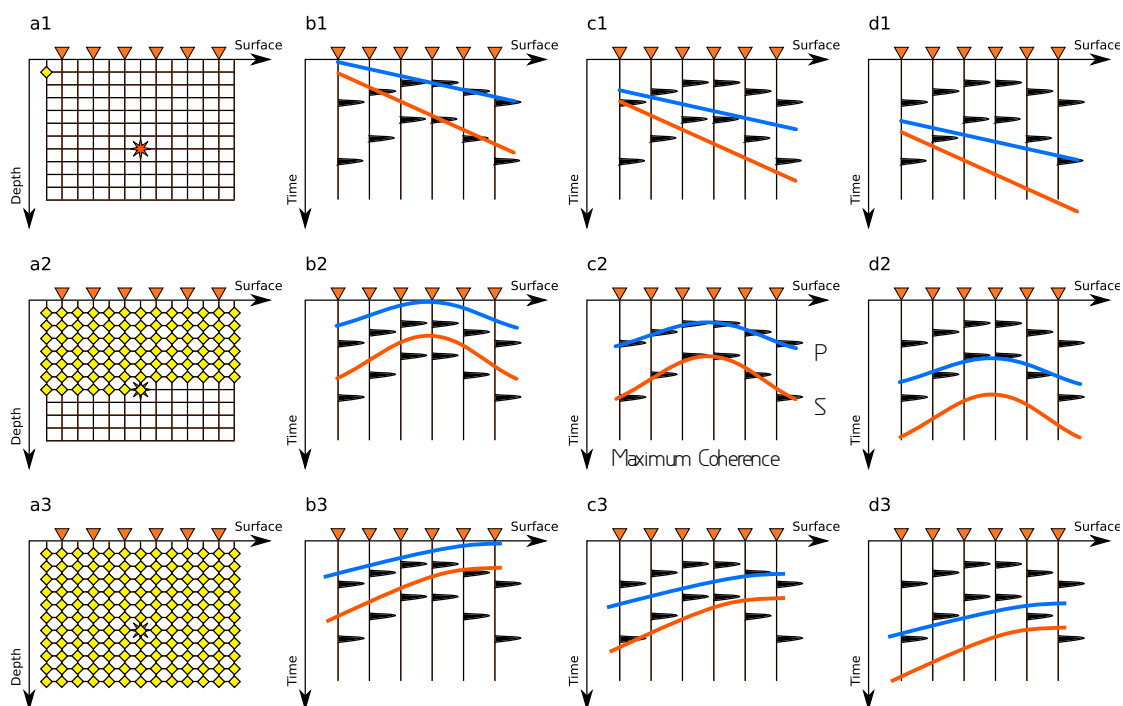


Figura 2.2: Immagine rappresentativa 2D dello *scanning delle potenziali sorgenti sismiche*; in a1 viene scansionata il primo punto della griglia a tre profondità diverse b1, c1 e d1; in a2 il punto della griglia in cui si troverà il massimo di coerenza in c2; infine in a3 viene rappresentato l'ultimo punto della griglia in basso a destra.

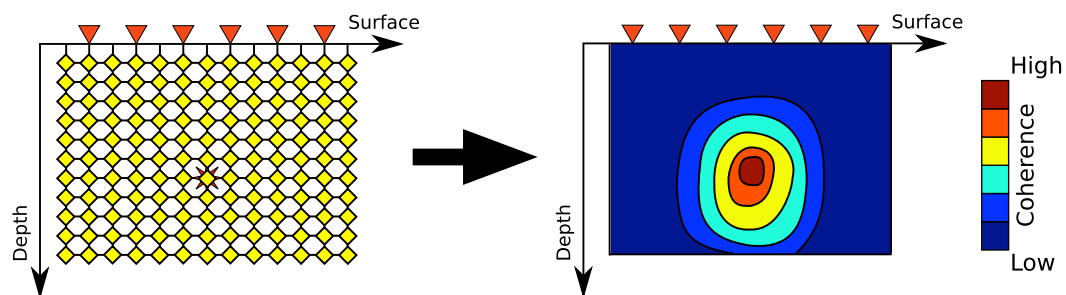


Figura 2.3: Immagine rappresentativa 2D della matrice di coerenza: il massimo corrisponde alla localizzazione dell'evento sismico.

## 2.3 Localizzazione Master

I metodi di localizzazione sismica, non solo automatici ma anche manuali, sono spesso affetti da errori per l'uso di un modello di velocità del sottosuolo poco accurato. Per migliorare l'accuratezza della localizzazione vengono utilizzate le differenze relative ad un evento di riferimento [Shearer, 2009] chiamato Master. Infatti, data una sismicità concentrata all'interno di una zona focale, due eventi sismici generano forme d'onda con percorsi sorgente-ricevitore simili (figura 2.4). In tal caso i meccanismi focali generanti tali eventi sono della stessa natura, e la dispersione del segnale dovuta all'eterogeneità delle velocità lungo il percorso del raggio è piccola. E' importante ricordare che la separazione massima tra gli eventi, dopo la quale il segnale dell'evento sismico locale diventa incoerente, è circa  $1/4$  della lunghezza d'onda della frequenza di maggiore importanza di tutto il sismogramma, relativa cioè alla prima zona di Fresnel [Waldhauser and Ellsworth, 2000].

Attraverso le correzioni dei tempi di arrivo teorici tramite l'uso di un evento Master è possibile considerare nella localizzazione:

- Presenza di variazioni di velocità e strutture superficiali e/o laterali,
- Variazioni topografiche.

Non solo viene effettuata una correzione statica sugli eventi in analisi ma si tiene conto di tutto quello che non viene calcolato teoricamente.

Consideriamo che l'evento Master di riferimento deve essere facilmente individuabile dall'operatore e già localizzato con metodologie standard in modo tale che l'errore di *picking* sia minimizzato e non si ripercuota sugli altri eventi; di conseguenza è preferibile che la magnitudo di tale evento sia la più grande tra tutti gli eventi in analisi. Infatti maggiore è la magnitudo, più facile è l'identificazione



della fase, perché il rapporto segnale rumore sarà più alto perfino per le stazioni più lontane dall'area epicentrale.

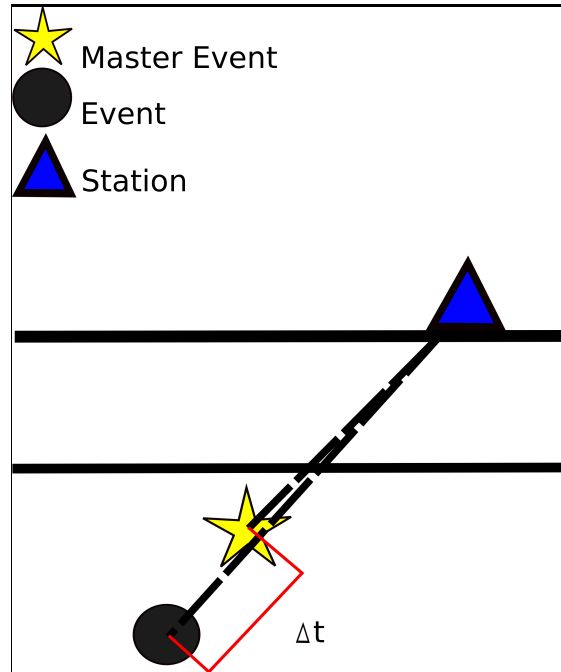


Figura 2.4: Immagine rappresentativa di un evento focalizzato intorno ad uno di riferimento i cui percorsi sono simili

## 2.4 Loki Master

La localizzazione relativa ad un evento Master, tramite l'uso dei residui, è stata per la prima volta utilizzata da Ishii et al. [2004] attraverso l'uso delle cross-correlazioni per il calcolo dei  $\Delta t$ .

Per quanto riguarda la localizzazione Loki [Grigoli et al., 2013a,b] è stato utilizzato un approccio differente.

Supponiamo di dover localizzare degli eventi in una zona il cui modello di velocità è poco noto e quindi poco accurato. In questo caso quello che ci potremmo aspettare è una coerenza molto bassa tra gli arrivi teorici e quelli osservati (vedi sketch 2.5). Consideriamo  $N$  stazioni che registrano  $k$  eventi tra i quali viene

individuato l'evento Master secondo i criteri già citati. Scelto il Master si procede per il calcolo delle differenze: infatti, attraverso le sue forme d'onda, vengono calcolati i residui tra gli arrivi osservati (ottenuti tramite *picking*) e quelli teorici aventi le stesse coordinate della sorgente e delle stazioni calcolati attraverso un modello di velocità.. Tutta l'operazione viene effettuata per tutte le stazioni utilizzate per la localizzazione.

Gli arrivi osservati e quelli teorici per l'evento di riferimento  $m$  sono in funzione di  $\mathbf{x}_m$  ovvero l'indice delle coordinate dell'evento Master rispetto alla stazione di riferimento  $k$ -esima:

- $\hat{t}_k^p(\mathbf{x}_m)$  primi tempi di arrivo osservati sull'evento Master per l'onda P;
- $\hat{t}_k^s(\mathbf{x}_m)$  primi tempi di arrivo osservati sull'evento Master per l'onda S;
- $t_k^p(\mathbf{x}_m)$  tempi di arrivo teorici per l'onda P;
- $t_k^s(\mathbf{x}_m)$  tempi di arrivo teorici per l'onda S.

Di conseguenza le correzioni temporali sono definite come:

$$\Delta t_k^p = \hat{t}_k^p(\mathbf{x}_m) - t_k^p(\mathbf{x}_m) , \quad (2.24)$$

$$\Delta t_k^s = \hat{t}_k^s(\mathbf{x}_m) - t_k^s(\mathbf{x}_m) , \quad (2.25)$$

Ottenute le correzioni si agisce sul sistema cartesiano 3D definito in precedenza, ovvero la nostra griglia dove sono immagazzinati gli arrivi teorici. Per ogni punto della griglia (locazione potenziale della sorgente) sono stati calcolati i tempi di arrivo teorici per ogni stazione per i primi arrivi delle onde P ed S, definiti, come già

detto in precedenza, da  $\Delta T_k^p(l, m, n)$  e  $\Delta T_k^s(l, m, n)$ . Per applicare le correzioni residuali ai tempi di arrivo teorico procediamo come segue:

$$\Delta T_k^{p*}(l, m, n) = \Delta T_k^p(l, m, n) + \Delta t_p^k, \quad (2.26)$$

$$\Delta T_k^{s*}(l, m, n) = \Delta T_k^s(l, m, n) + \Delta t_s^k. \quad (2.27)$$

I nuovi tempi di arrivo corretti  $\Delta T_k^{p*}(l, m, n)$  e  $\Delta T_k^{s*}(l, m, n)$  rispettivamente per le onde P e S tengono conto delle correzioni, ovvero delle differenze tra modello di velocità reale e quello teorico, dell'evento Master. Seguendo il procedimento di localizzazione presente nella sezione 2.2, procediamo allo stesso modo con i tempi teorici corretti. Le funzioni di coerenza  $C^p$  e  $C^s$  calcolate per i tempi di arrivo teorici per ogni punto  $(x, y, z)$  sono calcolati nel modo seguente:

$$C_*^p(l, m, n, j) = \sum_{k=1}^N W_k^P(j + \Delta T_k^{p*}(l, m, n)), \quad (2.28)$$

$$C_*^s(l, m, n, j) = \sum_{k=1}^N W_k^S(j + \Delta T_k^{s*}(l, m, n)), \quad (2.29)$$

dove  $W^p$  e  $W^s$  denotano le tracce STA/LTA normalizzate e  $\Delta T_k^{p*}(l, m, n)$  e  $\Delta T_k^{s*}(l, m, n)$  sono i tempi di arrivo corretti rispettivamente per le onde P ed S. Mentre  $C_*^p(l, m, n, j)$  e  $C_*^s(l, m, n, j)$  sono le nuove coerenze ottenute con le correzioni.

Finalmente possiamo ottenere la matrice di coerenza relativa all'evento Master:

$$C_*(l, m, n, j) = \frac{\sqrt{C_*^p(l, m, n, j)C_*^s(l, m, n, j)}}{N}. \quad (2.30)$$

In seguito verrà estratto il massimo della coerenza, ovvero la localizzazione ipocentrale dell'evento:

$$C_*(\hat{l}, \hat{m}, \hat{n}, \hat{j}) = \max \{C_*(l, m, n, j)\} , \quad (2.31)$$

Finalmente otteniamo le coordinate dell'evento sismico relativo all'evento Master che sono  $(\hat{x}_*, \hat{y}_*, \hat{z}_*) = (x_*(\hat{l}), y_*(\hat{m}), z_*(\hat{n}))$ , il cui origine  $\hat{t}$  può essere ricavato grazie a:

$$\hat{t} = \hat{j}\delta t - \tau_{min*}(\hat{l}, \hat{m}, \hat{n}) . \quad (2.32)$$

#### 2.4.1 Conclusioni

Se il modello di velocità utilizzato non è molto accurato il *fit* tra gli arrivi teorici e le tracce STA/LTA sarà basso così come la sua coerenza (vedi figura 2.5). Con le correzioni residuali, il modello teorico non è più usato per calcolare i *travel-time* sull'intero percorso sorgente-ricevitore, ma solo all'interno dell'area focale. Ciò che ci aspettiamo da questo approccio, è che gli arrivi teorici siano molto più simili a quelli reali (sketch 2.6) e che la coerenza sia molto più alta rispetto alla metodologia Loki con lo stesso modello di velocità. Ovviamente ciò non permette la massima minimizzazione degli errori in quanto il dato è ancora affetto da errori causati dalla strumentazione e dal *noise*. Vediamo nel prossimo capitolo quali sono gli effetti sostanziali dell'applicazione Master su dati sintetici.

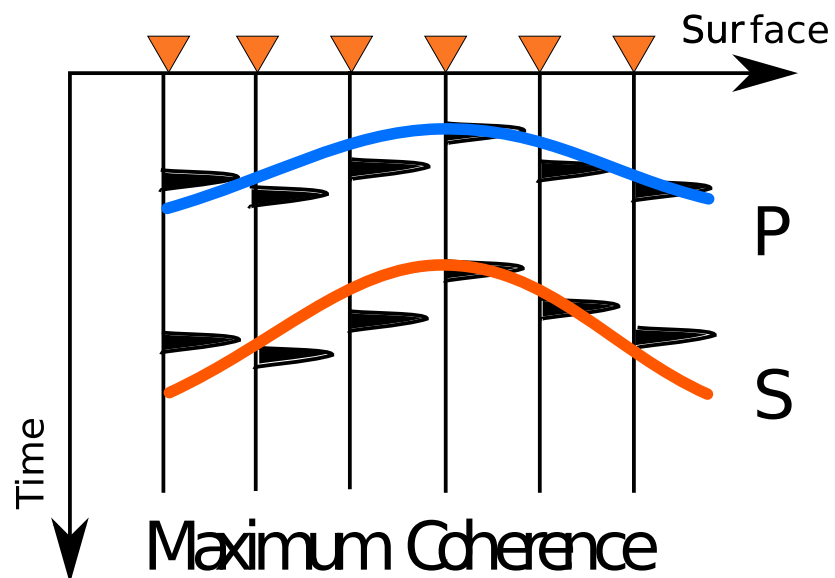


Figura 2.5: Sketch della coerenza tra arrivi teorici per un modello poco accurato e delle tracce STA/LTA per un modello più complesso

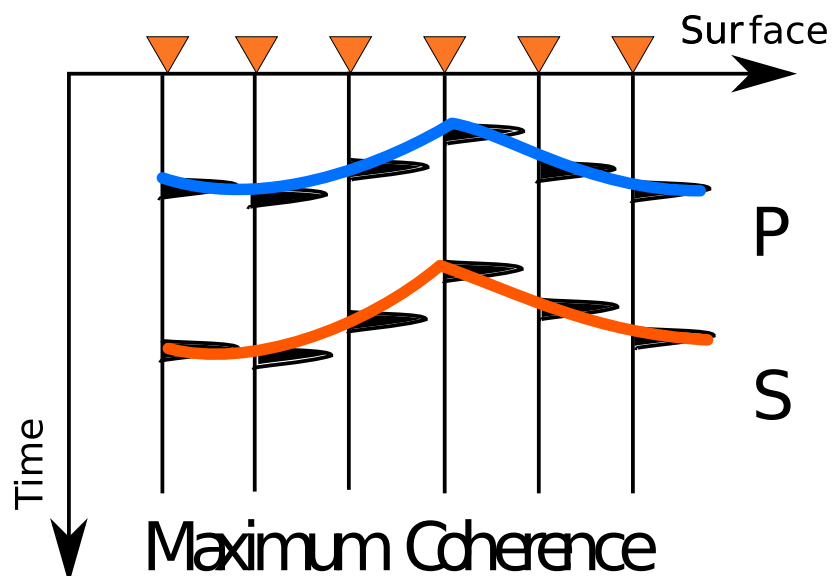


Figura 2.6: Sketch della coerenza che ci aspettiamo dopo le correzioni dei tempi residuali calcolati sull'evento Master.

## Capitolo 3

### Applicazione su dati sintetici

Per verificare il contributo dato dalla metodologia Loki Master sono stati effettuati diversi test su dati sintetici. Per questi prendiamo come riferimento eventi sismici verificatisi durante il 31 Agosto 2013 nell'area focale di Novy Kostel (Repubblica Ceca). Per il calcolo dei sismogrammi è utilizzato un modello di velocità molto accurato (figura 3.3) mentre gli arrivi teorici vengono calcolati con un modello approssimativo (figura 3.4). Dopo il calcolo dei sismogrammi, gli stessi vengono localizzati con entrambe le metodologie automatiche (Loki e Loki Master) utilizzando diverse lunghezze per la STA. Ottenute le localizzazioni viene valutato il contributo dato dalla metodologia Master rispetto a quella assoluta. Non è stato effettuato un test su dati rumorosi in quanto già effettuato nei precedenti lavori di Grigoli et al. [2013a,b], e perché ritenuto ridondante in quanto non viene modificato l'algoritmo in se ma solo il database su cui lavora.

#### 3.1 Calcolo Sismogrammi

I sismogrammi sono stati calcolati prendendo come riferimento degli eventi sismici verificatisi il 31 Agosto 2013 (tabella 3.1). Questi eventi sono localizzati ad una profondità tra i 6000 e i 7000 metri, con delle magnitudo maggiori rispetto ad altri

eventi verificatosi nello stesso periodo (Agosto e Settembre), con dei meccanismi focali [Fischer; Fisher et al., 2010] relativi ad un sistema di faglia normale.

I sismogrammi sintetici sono stati ottenuti utilizzando il programma Qseis [Wang, 1999]. Questo software calcola i sismogrammi tramite un metodo di riflettività attraverso la computazione della funzione di Green.

Per la generazione dei sismogrammi è stato necessario dare come input:

- Profondità e meccanismo focale della sorgente;
- Coordinate delle stazioni sismiche (distanze e angoli azimutali tra sorgente e ricevitori<sup>1</sup>, profondità dei ricevitori);
- Campionamento temporale;
- Modello di velocità.

I sismogrammi sono stati calcolati con un campionamento temporale di 0.01 secondi (100 Hz). La durata temporale dell'evento è 4 volte il campionamento temporale, di conseguenza la frequenza centrale dell'evento è di 25 Hz. La rete sismica utilizzata copre tutta la regione di interesse sismico (figura 3.2) costituita da 12 stazioni: 10 site in Repubblica Ceca e 2 in Germania (West Bohemia Seismic Network e GFZ stations figura 4.7). Il modello di velocità scelto per il calcolo dei dati sintetici [Malek et al., 2000] è un modello molto accurato costituito da molti strati superficiali che meglio riflette la geologia locale (figura 3.3).

---

<sup>1</sup>Le distanze e gli angoli azimutali tra sorgente e ricevitore sono stati ottenuti tramite il programma *minimizer*, un modulo della libreria sismologica Pyrocko [Heimann] disponibile in *open source*.

## 3.2 Calcolo arrivi teorici

Come spiegato nel paragrafo 2.2 è necessario calcolare *a priori* una matrice tridimensionale contenente gli arrivi teorici per ogni punto della griglia considerato una potenziale sorgente. Per questo utilizziamo un modulo della libreria sismologica Pyrocko [Heimann] chiamato *cake*.

Questo programma può calcolare:

- Tempi di arrivo;
- Percorsi del raggio;
- Coefficienti di trasmissione e riflessione;
- Angolo di incidenza e di *take-off*;
- Fattori di *spreading* geometrico.

I problemi sono risolti tramite la teoria del raggio sismico. Utilizzando il linguaggio di programmazione Python [Van Rossum and Drake, 2001], tramite il modulo *cake* (`"model.arrivals"`), ottengo dei file binari 3-D contenenti gli arrivi teorici per ogni stazione.

In questo caso gli input del programma sono:

- Coordinate delle stazioni;
- Modello di velocità;
- Latitudine e Longitudine di origine del sistema;
- Fase desiderata.

Lo script consiste nel calcolare per ogni punto della griglia tridimensionale, considerato una potenziale sorgente sismica (capitolo 2.2), i tempi di arrivo associati.



Infatti, per una data fase (in questo caso per le P e le S), questi tempi vengono immagazzinati all'interno di un *database* ad ogni stazione *i*-esima.

La risoluzione delle localizzazioni sarà influenzata dal campionamento spaziale della griglia. La regione scansionata dal metodo ha dimensioni di 10 X 10 X 15 km rispettivamente in x, y, z cioè Est, Nord e profondità con un passo di campionamento di 100 m. Inoltre lo script è stato confrontato con un metodo di calcolo degli arrivi teorici utilizzato nell'ambito sismologico disponibile online [?] (figure 3.1).

Il modello di velocità utilizzato è stato ottenuto tramite l'opzione *crust2loc*[Laske and Masters] che da in output un modello di velocità per un determinato sito terrestre (nel nostro caso Novy Kostel). Come è possibile notare dalla figura 3.4 questo modello è praticamente omogeneo; infatti la velocità compresa tra la superficie topografica del modello e la profondità media ipocentrale degli eventi è costante. Le velocità delle onde P ed S, fino a 10 km, sono fissate rispettivamente a 6.1 e 3.5 km/s.

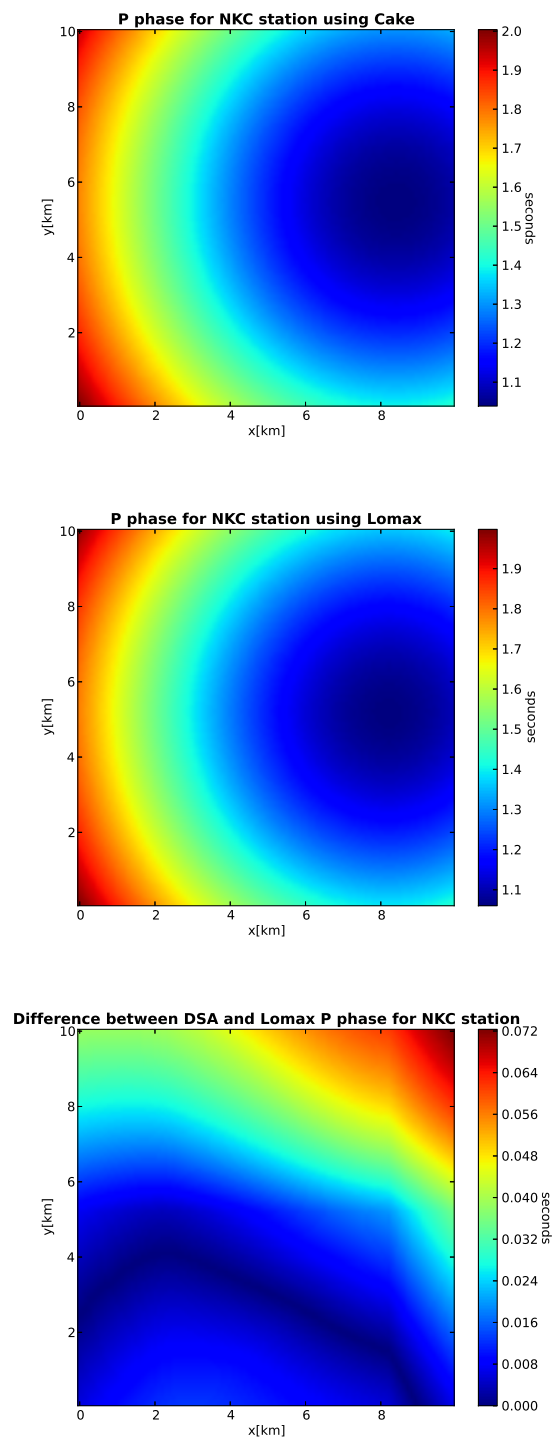


Figura 3.1

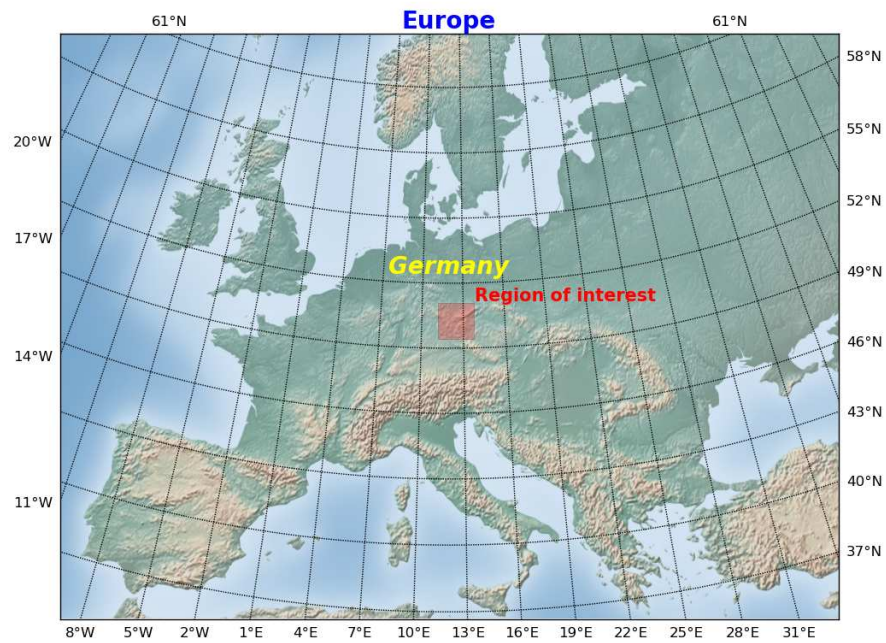


Figura 3.2: Area interessata da sciame sismici

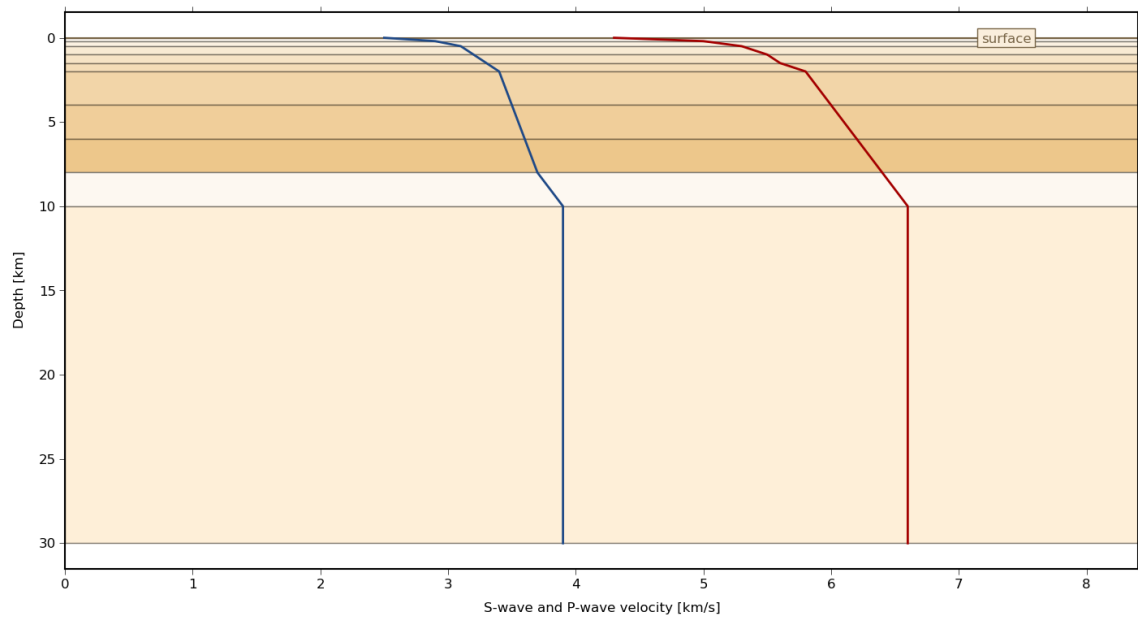


Figura 3.3: Modello di velocità utilizzato per il calcolo dei sismogrammi sintetici.

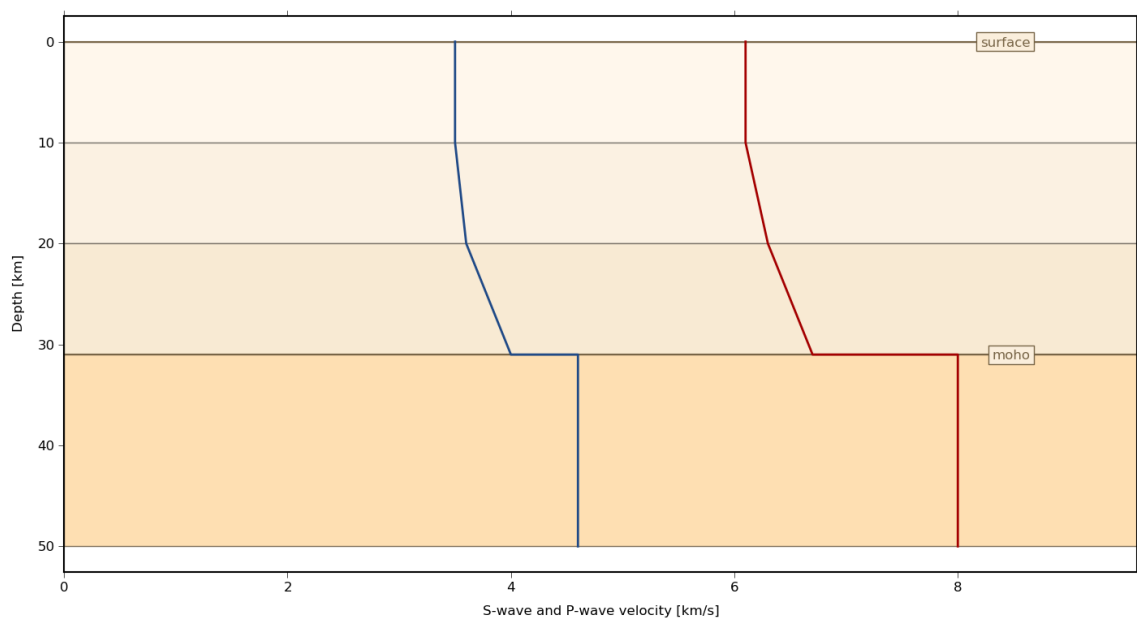


Figura 3.4: Modello di velocità utilizzato per il calcolo degli arrivi teorici.

| Evento | Magnitudo | Latitudine | Longitudine | Profondità |
|--------|-----------|------------|-------------|------------|
| 1      | 1.7       | 50.262     | 12.441      | 6.684      |
| 2      | 2         | 50.26      | 12.441      | 6.859      |
| 3      | 1.6       | 50.259     | 12.443      | 6.801      |
| 4      | 1.8       | 50.262     | 12.441      | 6.566      |
| 5      | 1.5       | 50.26      | 12.441      | 6.859      |
| 6      | 1.8       | 50.262     | 12.441      | 6.684      |
| 7      | 2.1       | 50.262     | 12.441      | 6.566      |
| 8      | 2         | 50.261     | 12.441      | 6.801      |

Tabella 3.1: Eventi sismici scelti per la generazione di sismogrammi sintetici.

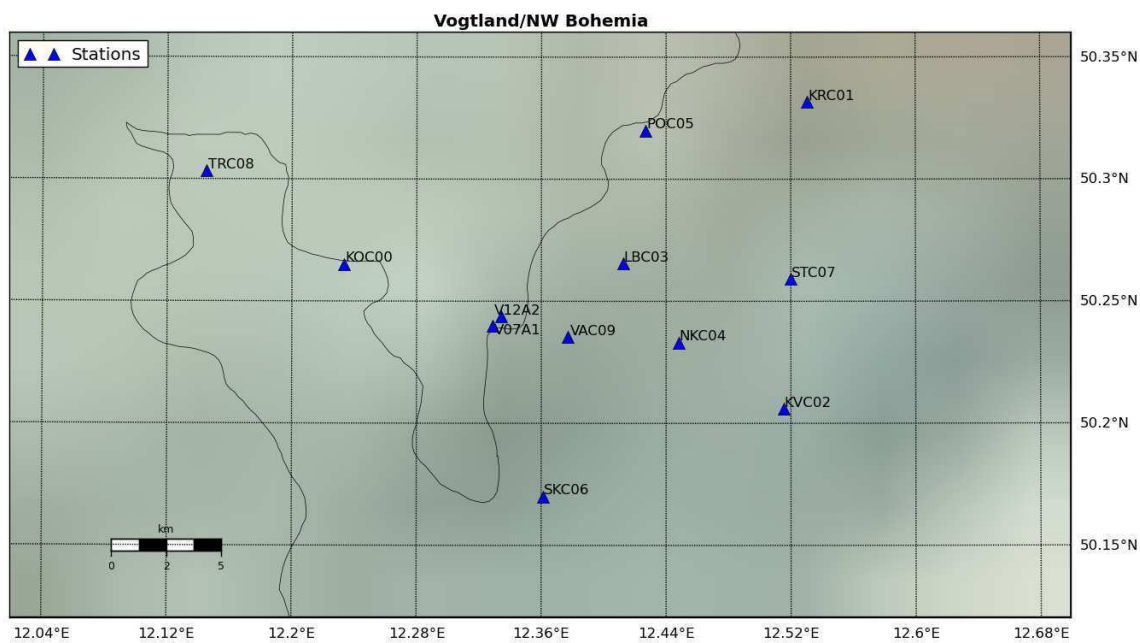


Figura 3.5: Rete sismica

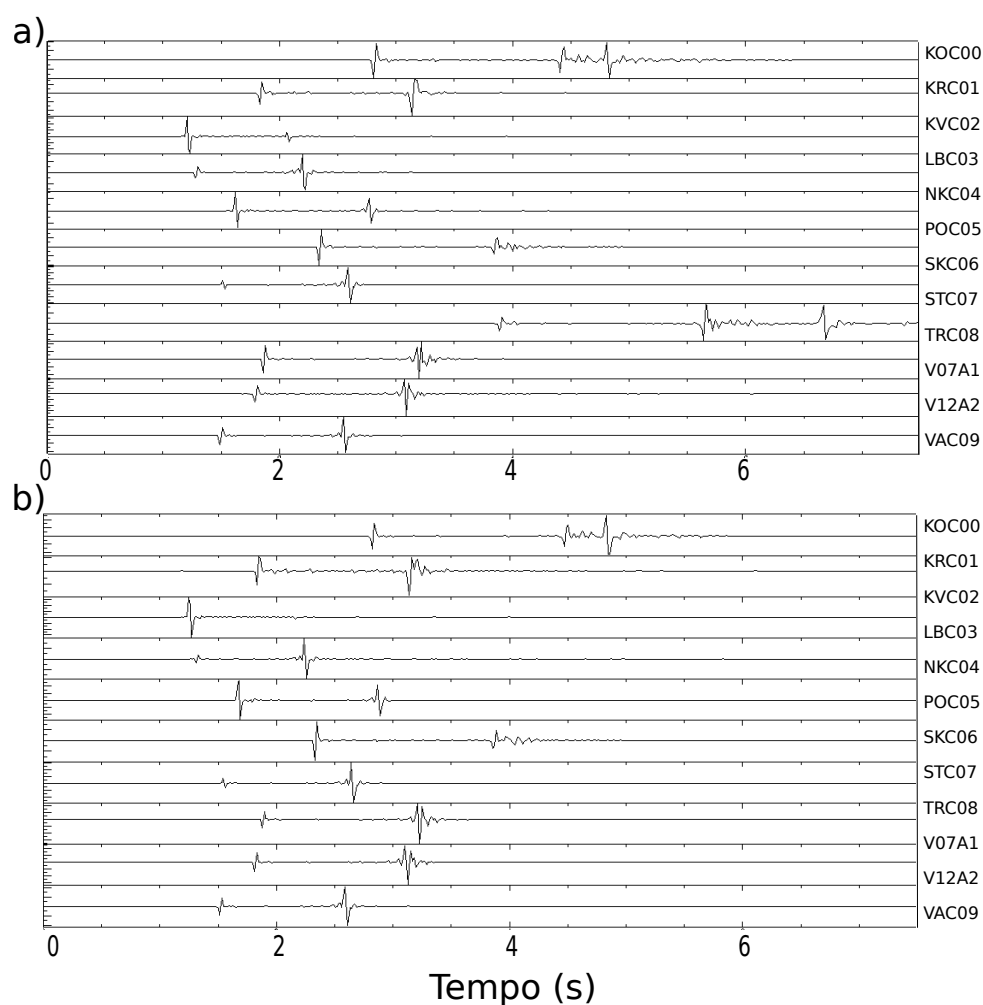


Figura 3.6: Tracce sintetiche della componente verticale relative agli eventi (a) 2 e (b) 7.

### 3.3 Applicazione Master

L'evento sismico scelto come Master ha come coordinate 50.261 di latitudine e 12.441 di longitudine ad una profondità di 6.801 km, ovvero il numero 8 della tabella 3.1. Anche per il Master vengono calcolati i sismogrammi (figura 3.7), ma in questo caso per poter effettuare il *picking*, ovvero recuperare i primi arrivi delle onde P ed S. Il *picking* è stato effettuato attraverso l'osservazione delle forme d'onda sulle componenti x, y e z grazie all'utilizzo del software Sac (*The Seismic Analysis Code* [Helffrich et al., 2013]).

Tramite *cake* ottengo i tempi di arrivi teorici, per ogni stazione della rete, tramite le coordinate della sorgente Master. Come già detto il modello di velocità utilizzato è quello più approssimativo, rappresentato in figura 3.4.

Le differenze (tabella 3.2) tra i due tempi di arrivo, ovvero tra i *picking* e i tempi teorici per entrambe le fasi, sono state utilizzati per diminuire l'errore nel calcolo delle coerenze. Questa ottimizzazione è ottenuta semplicemente aggiungendo uno scalare ( $\Delta t$ ) alle griglie scansionate dal processo di localizzazione, ovvero le matrici tridimensionali contenenti i tempi di arrivo teorici. In questo modo il metodo di localizzazione somma le tracce STA/LTA delle forme d'onda sintetiche attraverso le superfici di *travel time* corrette.

| Station | Picking P phase | Theoretical P phase | Difference       |
|---------|-----------------|---------------------|------------------|
| LBC03   | 1.205           | 1.16712814639       | 0.037871837616   |
| NKC04   | 1.289           | 1.228133507         | 0.0608664751053  |
| VAC09   | 1.49            | 1.42009015837       | 0.0699098110199  |
| STC07   | 1.517           | 1.44611052378       | 0.0708894729614  |
| POC05   | 1.633           | 1.5575719738        | 0.0754280090332  |
| V12A2   | 1.787           | 1.70504226963       | 0.0819576978683  |
| KVC02   | 1.82            | 1.73318469514       | 0.0868153572083  |
| V07A1   | 1.854           | 1.76544223371       | 0.0885577201843  |
| SKC06   | 2.314           | 1.99700864128       | 0.316991209984   |
| KOC00   | 2.791           | 2.20658190884       | 0.584418058395   |
| TRC08   | 3.878           | 3.96021755162       | -0.0822174549103 |

Tabella 3.2: Tabella con le stazioni ed i relativi *picking* su sismogrammi sintetici, arrivi teorici e differenze calcolate per la fase P.

| Station | Picking S phase | Theoretical S phase | Difference      |
|---------|-----------------|---------------------|-----------------|
| LBC03   | 2.081           | 2.03413762656       | 0.0468623638153 |
| NKC04   | 2.201           | 2.14046125505       | 0.0605387687683 |
| VAC09   | 2.549           | 2.47501427602       | 0.0739858150482 |
| STC07   | 2.597           | 2.52036405573       | 0.0766358375549 |
| POC05   | 2.79            | 2.71462544005       | 0.0753746032715 |
| V12A2   | 3.072           | 2.97164509849       | 0.100354909897  |
| KVC02   | 3.117           | 3.02069332581       | 0.0963068008423 |
| V07A1   | 3.169           | 3.07691360732       | 0.092086315155  |
| SKC06   | 3.837           | 3.4805007748        | 0.356499195099  |
| KOC00   | 4.74            | 3.84575704112       | 0.894242763519  |
| TRC08   | 6.596           | 6.9020934471        | -0.306093215942 |

Tabella 3.3: Tabella con le stazioni ed i relativi *picking* su sismogrammi sintetici, arrivi teorici e differenze calcolate per la fase S.



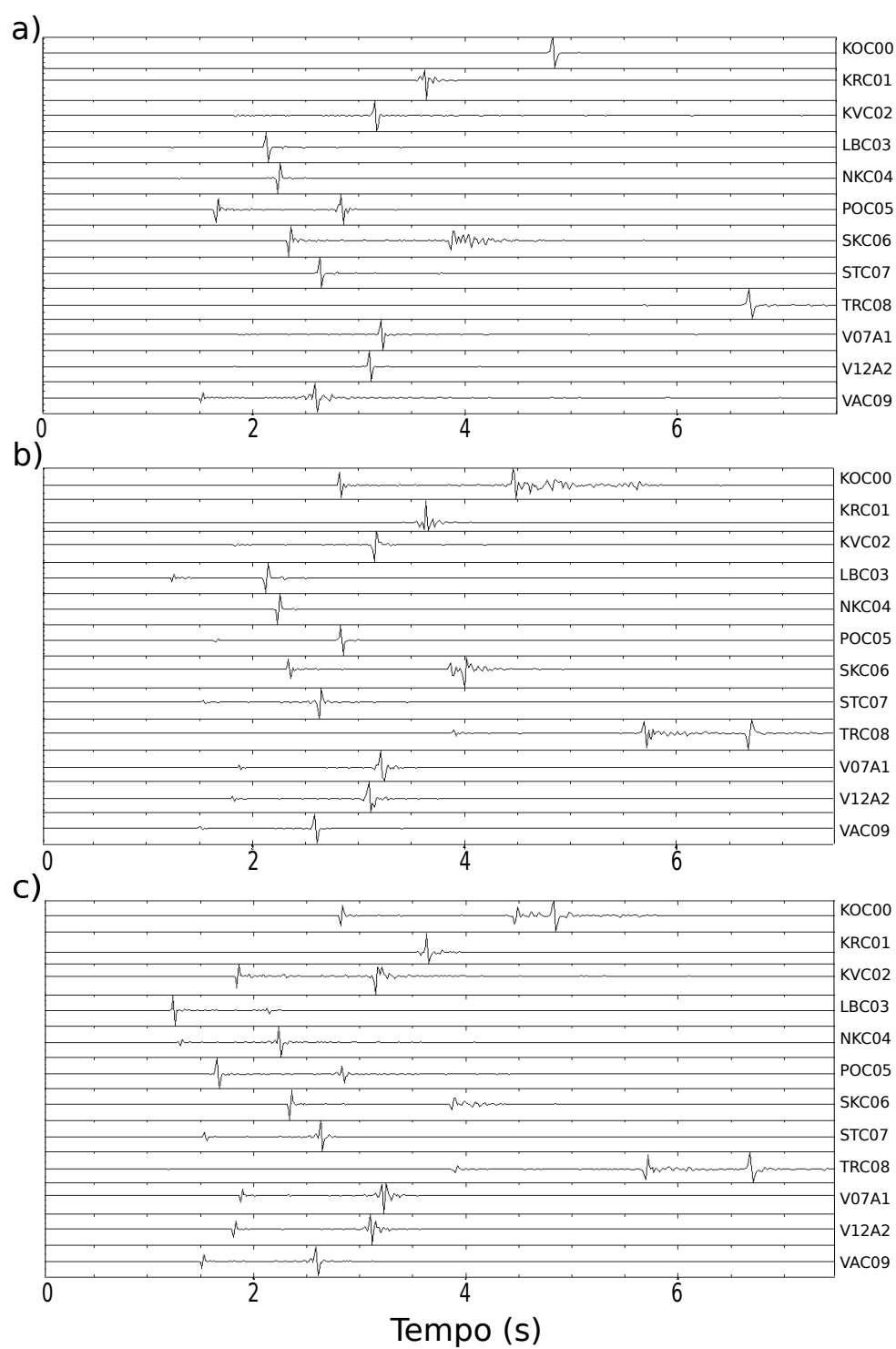


Figura 3.7: Tracce sintetiche relative all'evento Master: (a) Componente Est,(b) componente Nord, (c) componente verticale

### 3.4 Localizzazioni

L'algoritmo di localizzazione Loki consente all'utente di localizzare automaticamente un singolo evento semplicemente dando come input le tracce sismiche e decidendo i parametri di localizzazione. Infatti, dopo aver organizzato le griglie tridimensionali, è importante impostare:

- Numero di campioni della *Short Time Average*;
- *Bootstrap relocation*;
- Lunghezza massima e minima della STA;
- Rapporto tra la STA e la LTA;
- Numero di processori utilizzati.

Ad oggi il metodo non funziona in continuo, quindi è possibile localizzare tracce che presentino un solo evento registrato. Il numero di campioni presi dalla traccia STA è direttamente proporzionale alla durata dell'evento: la risoluzione, e quindi il massimo di coerenza, saranno massimi se la finestra STA è circa quella dell'evento stesso. Il parametro *bootstrap relocation* rappresenta il numero di localizzazioni che si desidera variando la lunghezza della STA tra il minimo ed il massimo impostati. Infatti, definito questo *range*, il metodo dà come output la media della coerenze e delle coordinate ipocentrali. Infine il metodo può anche girare su diversi processori parallelamente, semplicemente impostandone il numero. I sismogrammi sintetici sono campionati a 100 Hz. Per tale campionamento e con una frequenza centrale di 25 Hz, la migliore scelta di STA sarebbe stata di 10 campioni. Io, però, ho deciso di localizzare gli eventi con diverse lunghezze di STA (10, 20, 30 campioni), senza l'utilizzo dell'opzione *bootstrap relocation*, con e senza correzioni di sito. Questa scelta è voluta per capire quando l'applicazione

Master è decisiva o meno in relazione ad una giusta scelta della lunghezza della STA.

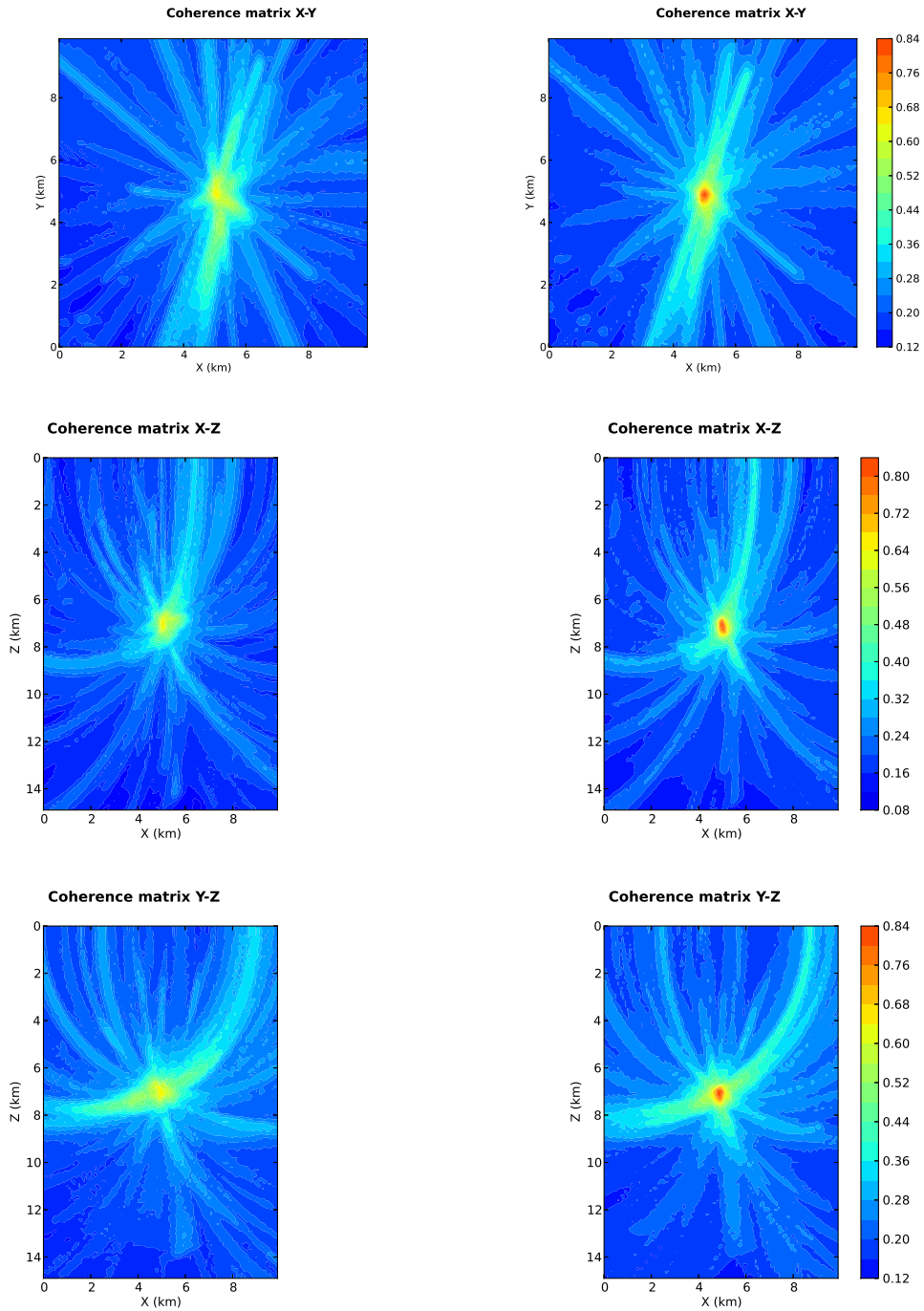


Figura 3.8: Matrici di coerenza per l'evento 2 con una lunghezza della STA di 10 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodologia Loki, sulla colonna destra con Loki Master

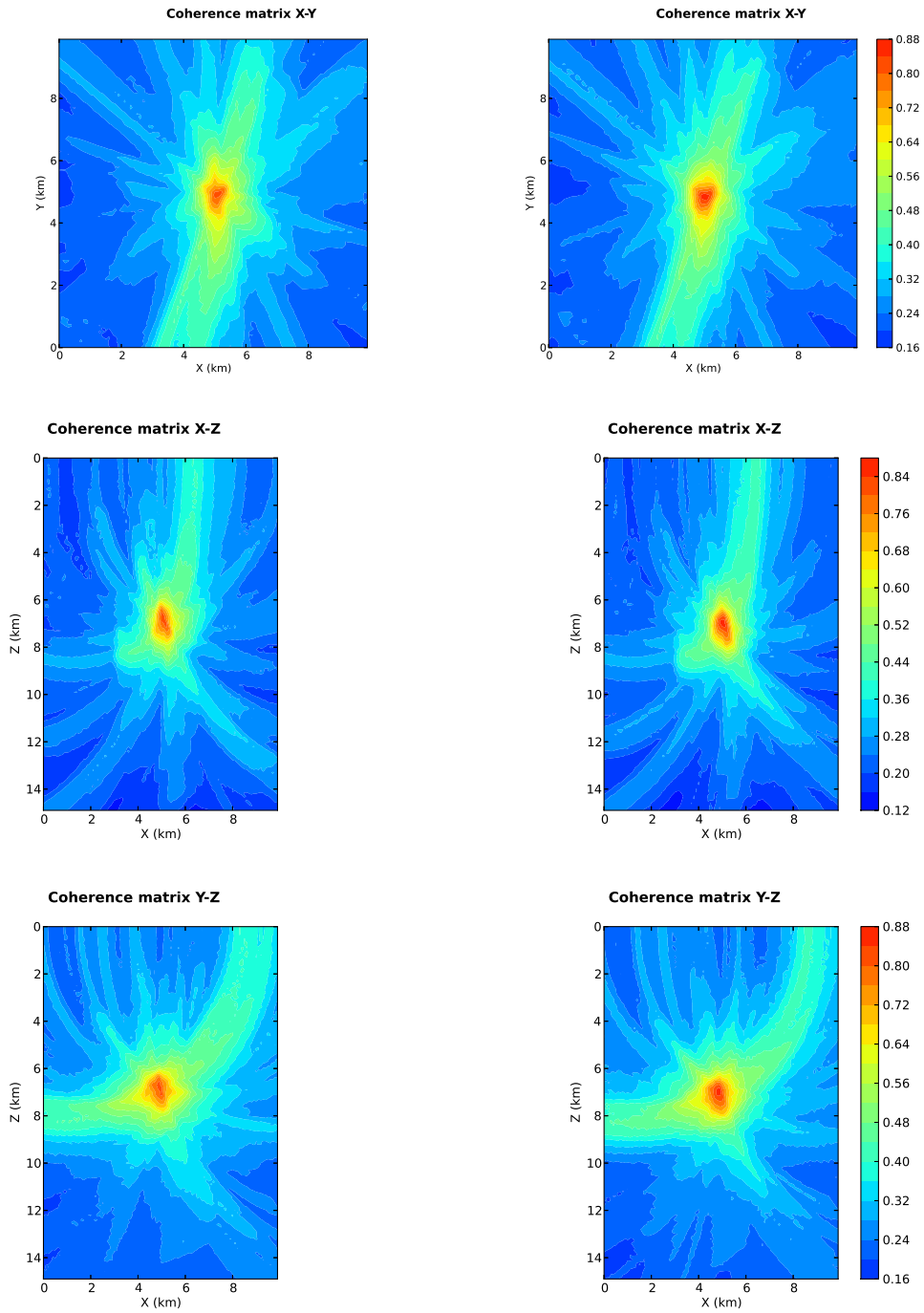


Figura 3.9: Matrici di coerenza per l'evento 2 con una lunghezza della STA di 20 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodologia Loki, sulla colonna destra con Loki Master

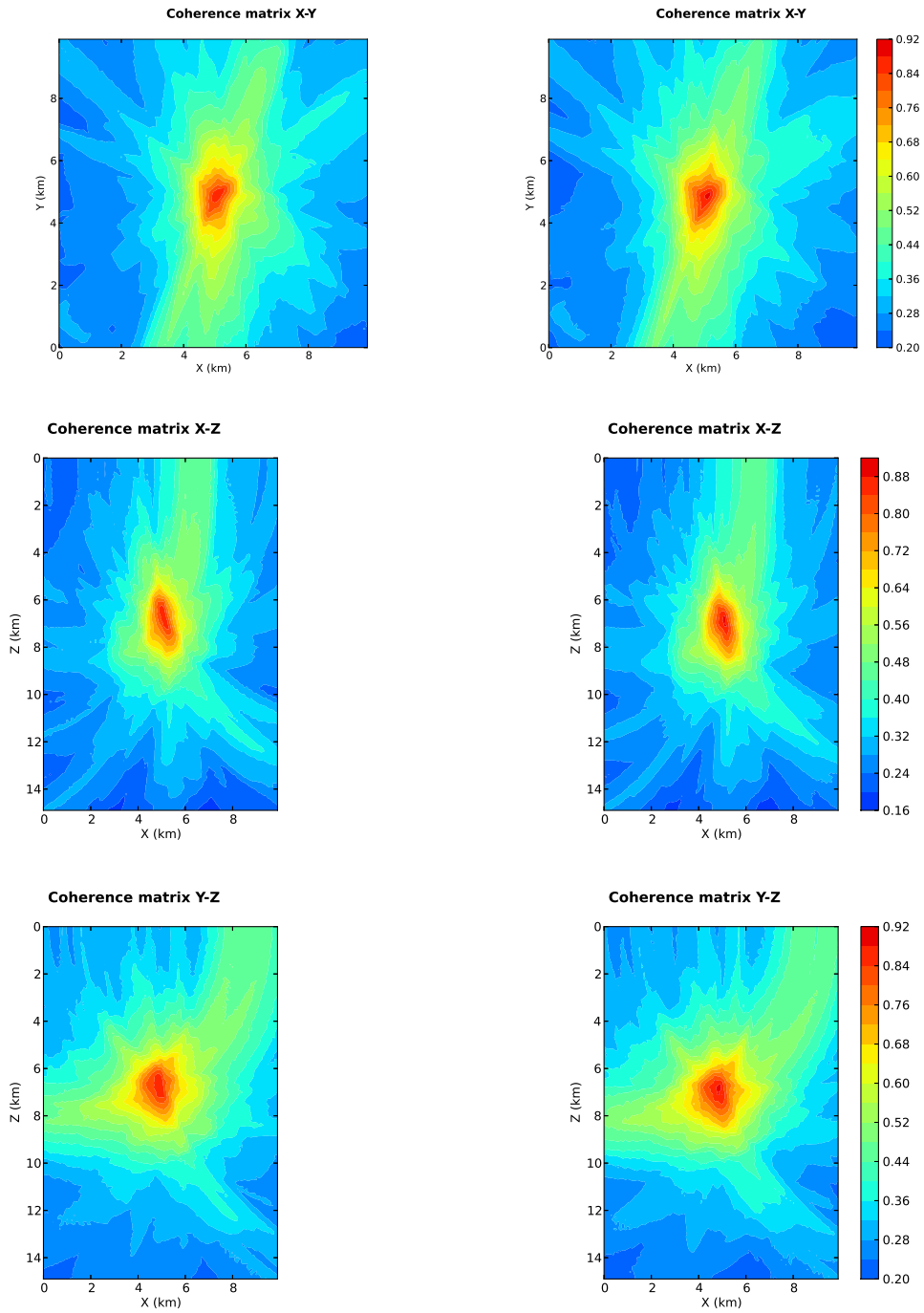


Figura 3.10: Matrici di coerenza per l'evento 2 con una lunghezza della STA di 30 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodologia Loki, sulla colonna destra con Loki Master

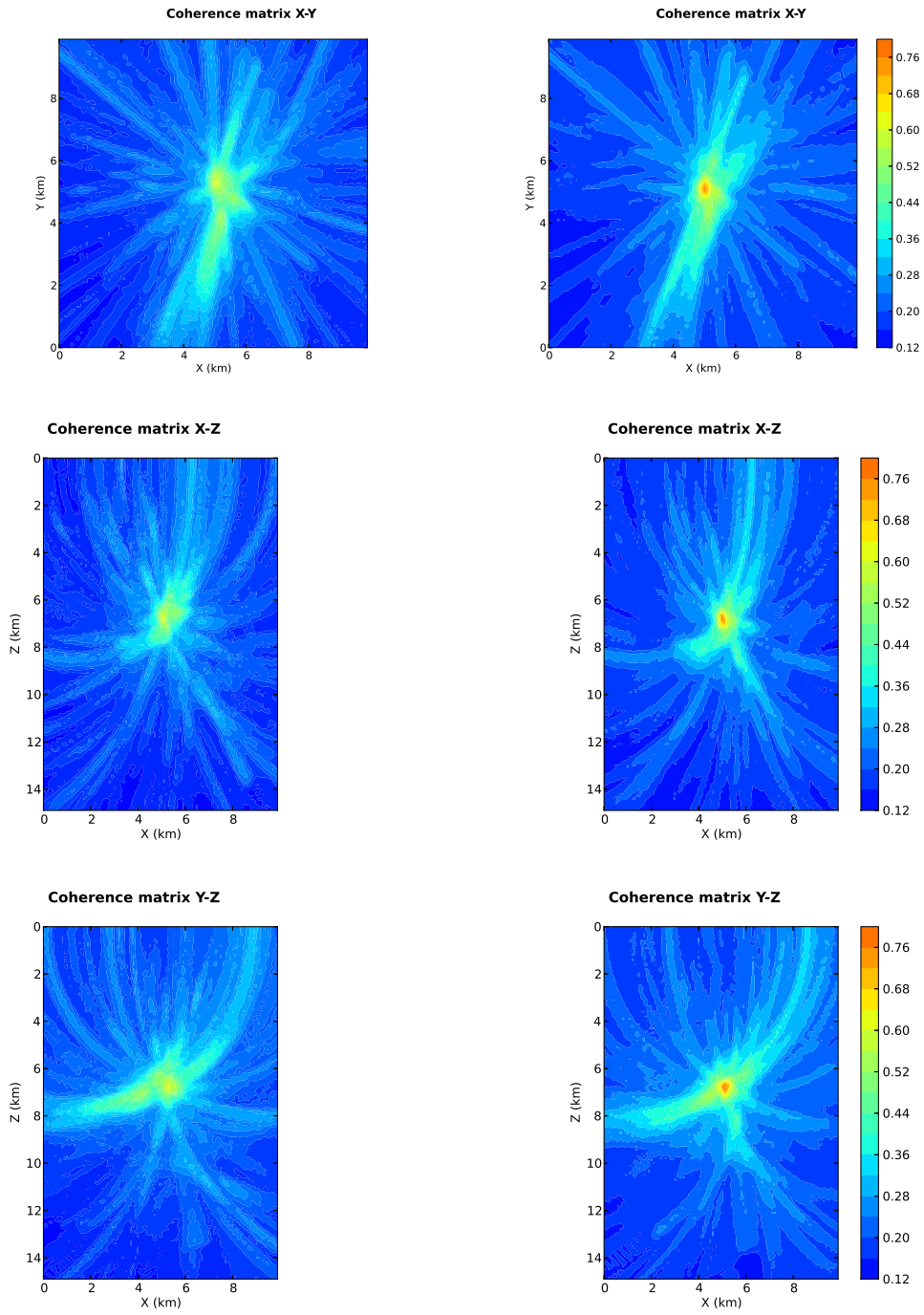


Figura 3.11: Matrici di coerenza per l'evento 7 con una lunghezza della STA di 10 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodologia Loki, sulla colonna destra con Loki Master

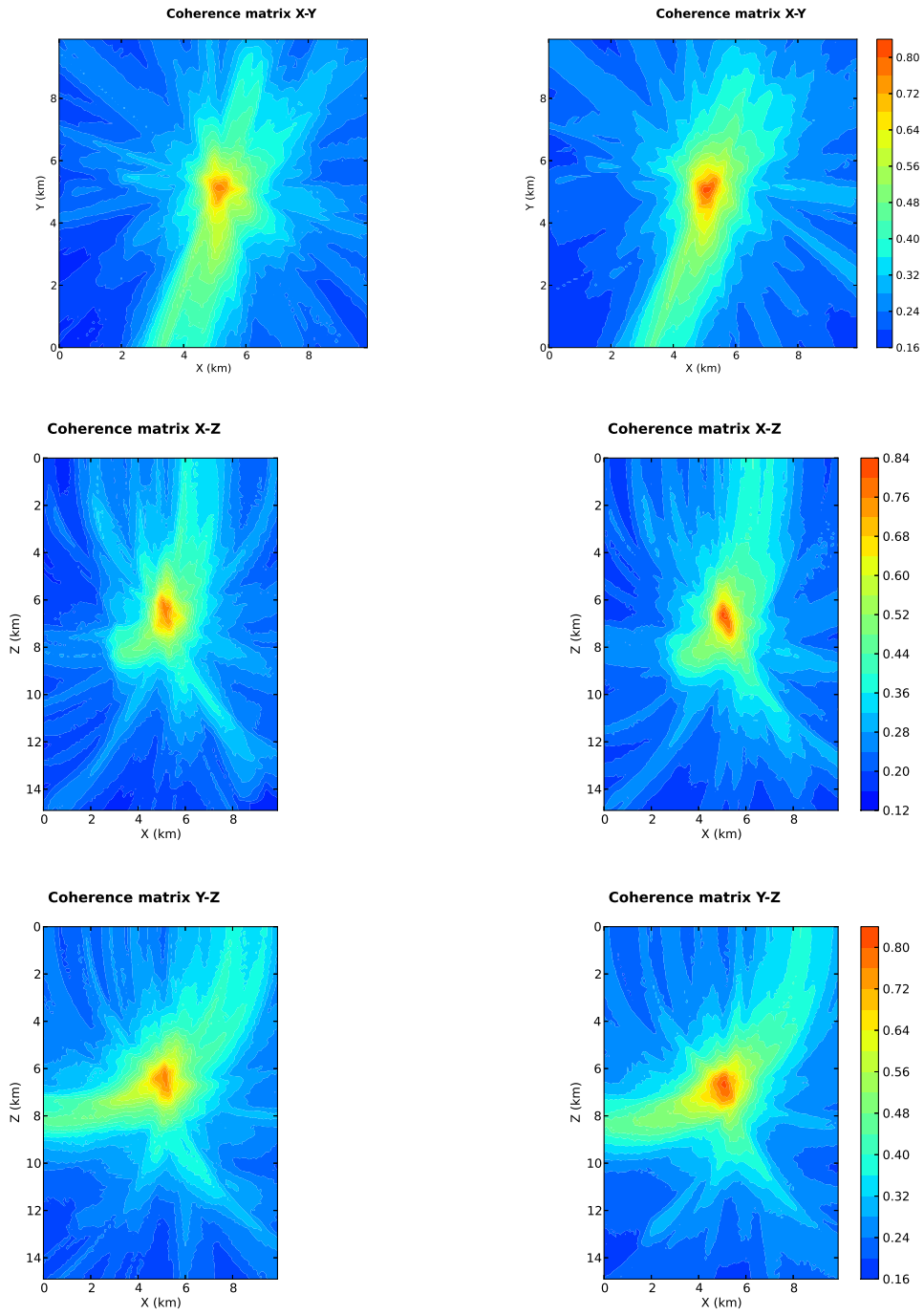


Figura 3.12: Matrici di coerenza per l'evento 7 con una lunghezza della STA di 20 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodologia Loki, sulla colonna destra con Loki Master

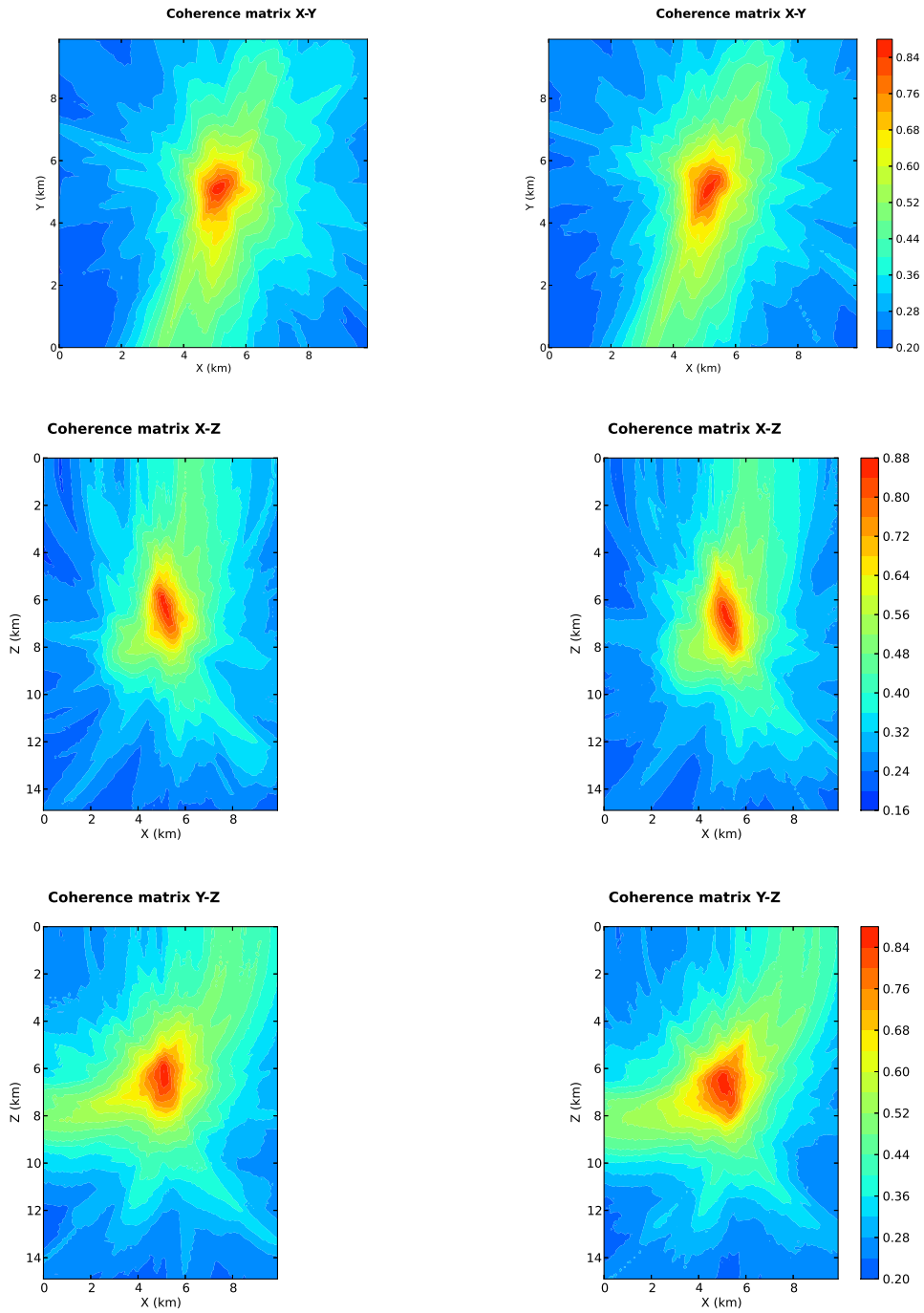


Figura 3.13: Matrici di coerenza per l'evento 7 con una lunghezza della STA di 30 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodologia Loki, sulla colonna destra con Loki Master



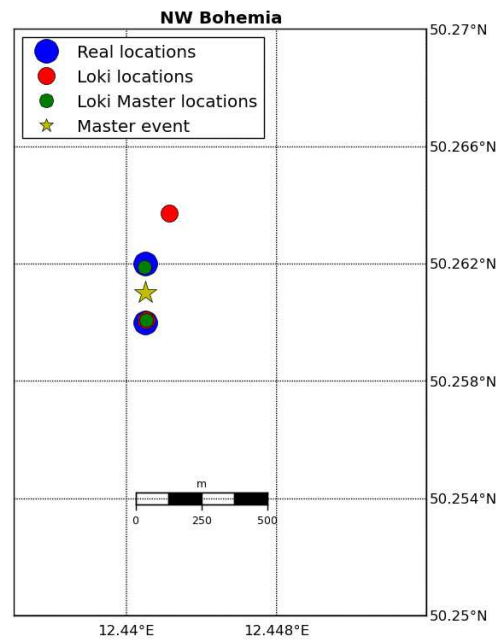


Figura 3.14: Localizzazioni epicentrali degli eventi 2 e 7 a 10 campioni della STA: Loki Master e metodo standard a confronto.

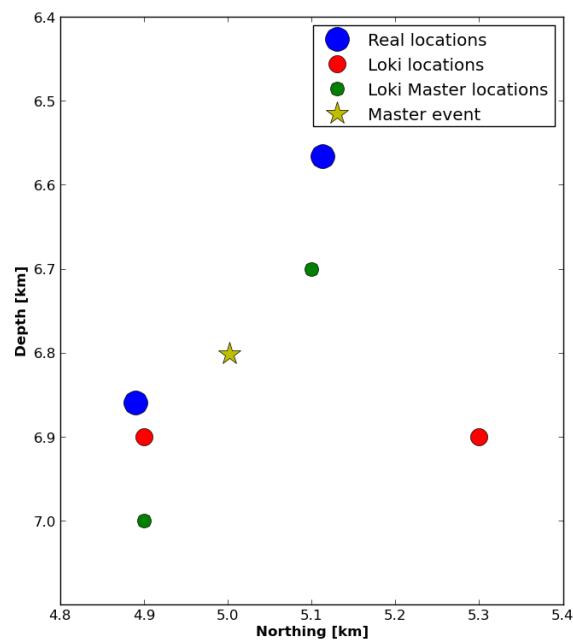


Figura 3.15: Sezione trasversale in profondità e nord degli eventi 2 e 7 a 10 campioni della STA: Loki Master e metodo standard a confronto.

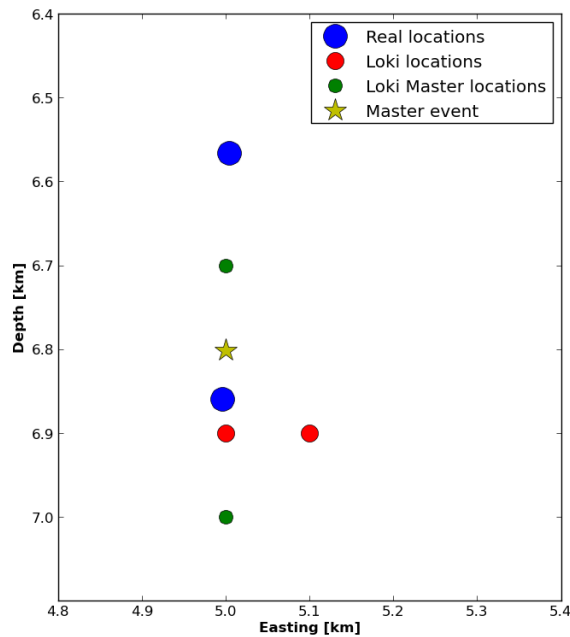


Figura 3.16: Sezione trasversale in profondità ed est degli eventi 2 e 7 a 10 campioni della STA: Loki Master e metodo standard a confronto.

### 3.5 Conclusioni

Le matrici di coerenza 3.8, 3.9, 3.10, 3.11, 3.12 e 3.13 riguardano la localizzazione degli eventi sintetici 2 e 7. Osservando le sezioni di coerenza possiamo analizzare due fattori in particolare: il massimo e la risoluzione della coerenza. Prima di tutto si nota come la lunghezza della STA influenzi la risoluzione della matrice. Per una STA di 10 campioni si hanno dei valori massimi confinati nell'ordine di qualche metro, che tendono ad aumentare nell'ordine di centinaia di metri utilizzando 30 campioni. Sembrerebbe che all'aumentare della lunghezza della STA, diminuisce il contributo del metodo Master. Infatti, il numero di campioni presi per il calcolo della STA/LTA, non solo deve essere proporzionale al numero di campioni dell'evento stesso, ma anche al campionamento spaziale della griglia di scansione. Se aumentiamo la lunghezza della STA, di conseguenza aumentiamo

quella della LTA (di solito il doppio), e i picchi massimi verranno spalmati sulle tracce. La coerenza tra gli arrivi teorici e le tracce STA/LTA è dettata dal campionamento di quest'ultima. Ovviamente questa troverà alte coerenze per uno spazio di modelli maggiore all'aumentare della STA. Di conseguenza il contributo della metodologia Master può essere valutato utilizzando il giusto numero di campioni. In questo caso, d'accordo con la durata degli eventi sintetici (0.04 s) e con il campionamento spaziale della griglia (100 m), possiamo dire che il risultato con la migliore risoluzione è a 10 campioni della STA, come ci si aspettava in partenza. In conclusione la metodologia Loki Master, in caso di eventi focalizzati in un'area ben definita, può dare dei notevoli miglioramenti sulla coerenza e precisione della localizzazione automatica. Lo *stacking* delle forme d'onda è fatto su *travel time* corretti e il modello di velocità è utilizzato solo per calcolare i *travel time* all'interno dell'area focale e non sul tutto il percorso sorgente-ricevitore. Correggendo questi arrivi teorici implicitamente si tiene conto, nel percorso delle forme d'onda, delle variazioni geologiche laterali e/o topografiche (correzioni statiche), più ciò che non viene considerato nel modello. Attestato su dati sintetici si applica, nel prossimo capitolo, su dati reali.

## Capitolo 4

### Applicazioni su dati reali

In seguito ai risultati sui sismogrammi sintetici, si applica la metodologia Loki Master su sismogrammi reali. Prima di tutto vengono utilizzati tracce sismiche relative ad eventi già localizzati con metodologie standard (tabella 3.1) ed in seguito vengono analizzati gli stessi sismogrammi continui per cercare di individuare altri eventi. Per tale localizzazione è stata scelta come area d'interesse la zona focale di Nový Kostel. Quest'area è caratterizzata da sciame sismici di bassa magnitudo caratterizzanti aree di vulcanismo.

#### 4.1 Introduzione regione di interesse

L'area di studio è ben nota per la sua attività geodinamica. La regione della Boemia occidentale (Repubblica Ceca) e del Vogtland (Sassonia, Germania) sono da anni tra le aree sismologiche più interessanti d'Europa (figura 4.1 [Fisher et al., 2010] e 4.2 [Hiemer and Scherbaum, 2012]). L'attività sismica della zona ha permesso di studiare la storia geodinamica della regione. Insieme ad essa, anche l'alto flusso di  $CO_2$ , derivati dal mantello, e i numerosi venti gassosi sono fattori testimoniati tale dinamicità. In questo caso gli sciame sismici sono principalmente attribuiti ad aree vulcaniche, campi geotermali, e dorsali medioceaniche [Dreger

et al., 2000; Wyss et al., 1997]. Un classico esempio di sciame sismico più intenso al mondo si verifica in Islanda, parte dell' dorsale tettonica medio Atlantica [Jakobsdóttir et al., 2008; Stefánsson et al., 2006]. Invece, gli sciame sismici di intraplacca, senza la presenza di vulcanismo attivo, si verificano principalmente in aree di intensa attività di fluidi crostali, soprattutto in regioni di vulcanismo Quaternario [Ibs-von Seht et al., 2008]. Una di queste regioni è proprio quella caratterizzante l'area focale di Novy Kostel, dove si verifica la più giovane attività vulcanica conosciuta.

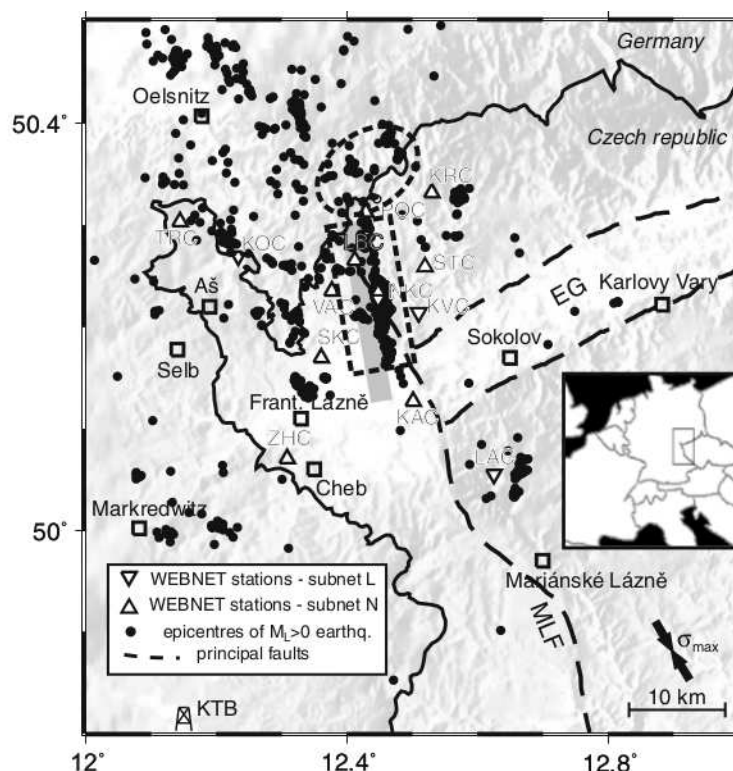


Figura 4.1: Regione dell'Ovest Boemia/Vogtland con i terremoti epicentrali [Horálek and Fischer, 2008], stazioni sismiche WEBNET, e le faglie principali (il *rift* EG Eger, la faglia MLF Mariánské Lázně). Nell'angolo in basso a destra è indicato il massimo della compressione *striking* 160° [Švancara et al., 2008]. La linea continua indica il confine Germania-Repubblica Ceca; i quadratini le città nell'Ovest Boemia, nel Sud-Est della Sassonia e nel Nord-Est della Bavaria. L'area focale di Novy Kostel è indicata con il rettangolo tratteggiato, mentre l'ellissoide tratteggiato indica l'area focale di Kraslice-Klingenthal. Il rettangolo grigio indica la faglia Počátky-Plesná.

In quest'area, infatti, l'inizio dell'attività vulcanica risale a 0.3-0.5 Ma fa

[Gögen and Wagner.GA, 2000]. La regione d'interesse (figura 4.2 [Hiemer and Scherbaum, 2012]) è caratterizzata da una sinclinale di transizione tra *Erzgebirge* e il *Fichtelgebirge* che appartiene alla parte occidentale del massiccio Boemo, il più grande affioramento dell'orogenesi Ercinica. Questo affioramento interseca, nella zona più orientale, il *graben* orientato ENE-OSO che termina con la faglia *Lázně* NNO-SSE con la quale sono associati la maggior parte della sismicità recente [Fischer and Michálek, 2008] e con un altro sistema di faglie, in direzione N-S della zona di *Počátky-Plesná* (figura 4.1). Diverse zone epicentrali sono state individuate di recente ma la maggior parte è sempre localizzata nell'area della città di Novy Kostel. Soprattutto a partire dal XIX secolo la comunità scientifica ha concentrato la sua attenzione sulla periodicità di questi terremoti. Intensi sciame sismici si verificarono nel 1896/1897, 1903, e nel 1908/1909 intervallati da sciame di minor intensità tra di loro [Fisher et al., 2010]. Di seguito si sono verificati ulteriori scosse, ma solo quelle del 1985/1986, di magnitudo  $M_{L,max} = 4.6$  e  $M_{L,max} = 4.2$ , sono di rilevante importanza in quanto rappresentano un nuovo ciclo di intensa attività sismica nelle regioni. Alla fine di questo ciclo, probabilmente, i 2 terremoti più forti in questa regione sono stati quelli del 6 marzo 1872 e del 3 Novembre 1908 entrambi di magnitudo  $M_L = 5.0$ . La prima magnitudo venne stimata in base ad osservazioni macrosismiche, mentre l'ultima con la strumentazione. Dal 1991 quasi il 90% dell'energia sismica totale è stata rilasciata in quest'area [Fischer and Michálek, 2008]. I terremoti si trovano solitamente ad una profondità tra i 6 e i 11 km per lo più su un piano di faglia orientato NNO-SSE. Durante gli ultimi 50 anni si sono verificati sciame sismici con una magnitudine  $M_{L,max} > 2.0$  nella Boemia occidentale [Fischer and Horálek, 2003; Neunhöfer and Meier, 2004]. Prima del 2008 il più intenso sciame si è verificato nel 1985/1986 con più di 8,000 eventi registrati ed una  $M_{L,max} = 4.5$  [Neunhöfer and Meier, 2004]. Lo sciame del Gennaio 1997 venne caratterizzato da più di 1,800 eventi con una  $M_{L,max} = 3.0$

[Horálek et al., 2000]. Nel 2008 sono stati catalogati da Hiemer and Scherbaum [2012] 14,530 terremoti di magnitudine comprese tra  $-1.2 \leq M_L \leq 2.7$  compresi 8 terremoti con  $M_L \leq 2.6$ . Assumendo una distanza epicentrale di 10 km e una velocità costante di 6 km, per la maggior parte degli sciame sismici del 2008/2009 il campo di profondità varia tra 7.3 a 13.5 km. Unitamente a questi risultati sono le localizzazioni ipocentrali delle rete WEBNET ([Fisher et al., 2010], [www.ig.cas.cz](http://www.ig.cas.cz)) e SXNET ([www.uni-leipzig.de/collm/auswertung.htm](http://www.uni-leipzig.de/collm/auswertung.htm)). Nell'ultimo periodo sono stati localizzati diversi terremoti (figura 4.3) tra i quali sono presenti quelli relativi allo sciame del 2013 con magnitudo che tendeva a 3 verso la fine dello stesso anno. Proprio su questi eventi, in particolare quelli del 31 Agosto 2013, viene testato il metodo.

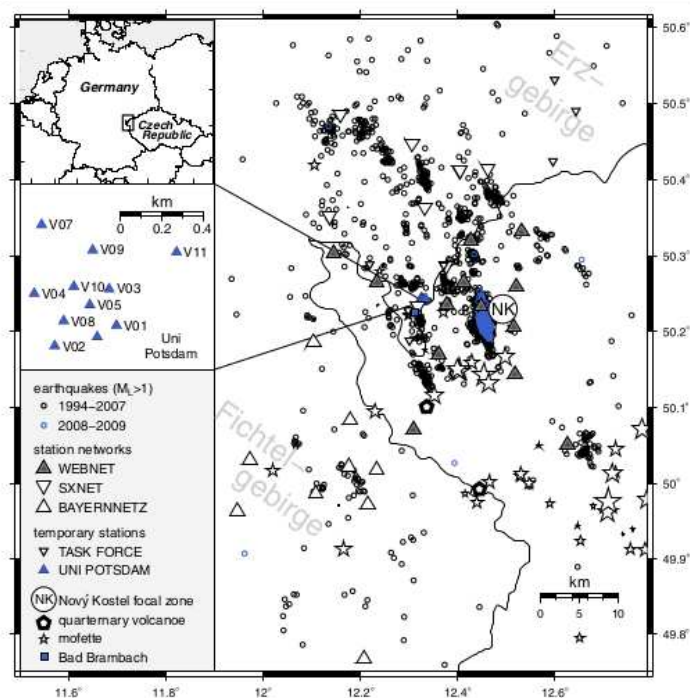


Figura 4.2: Sismicità (1994-2009) della Boemia occidentale. Le stazioni sismiche che operavano durante lo sciame de 2008/2009 sono annotate e mostrate nella loro posizione da triangoli. I cerchi piccoli indicano gli epicentri dei terremoti (dati WEBNET), i cerchi grandi lo zona focale di Nový Kostel. Le stelle indicano le *mofette* (vapori e gas tossici volatili).

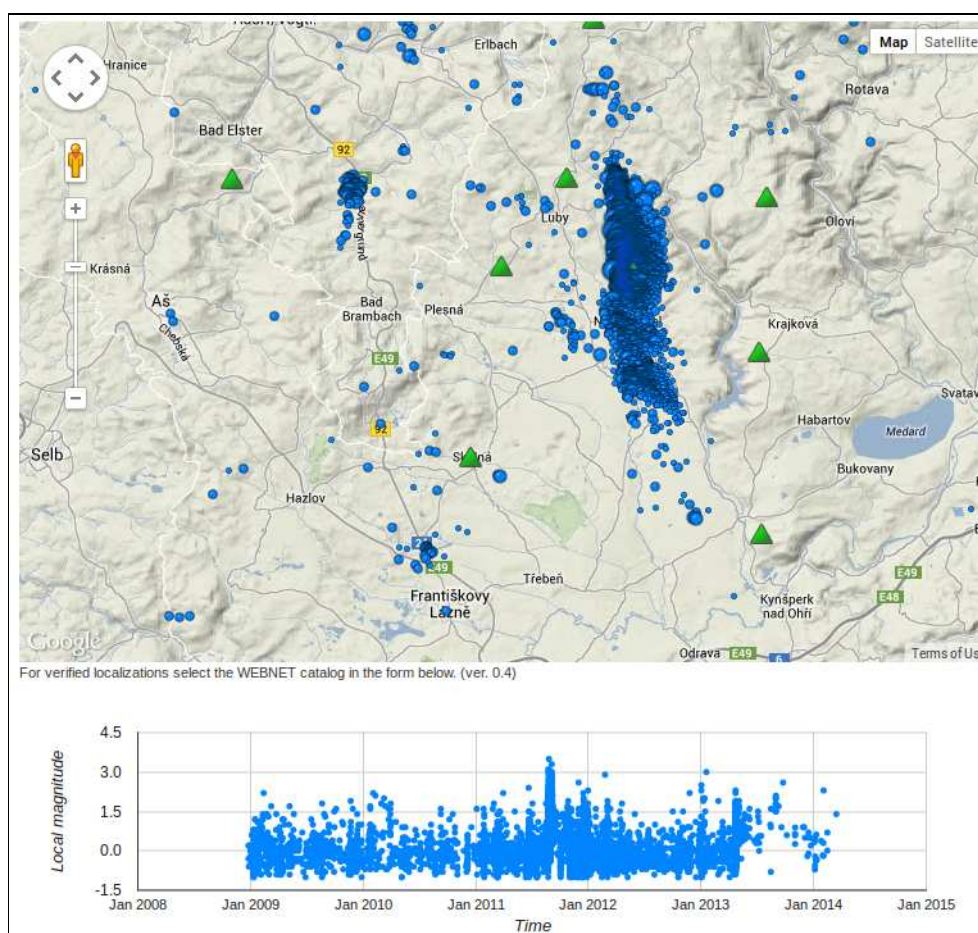


Figura 4.3: Sismicità tra il 2009 e il 2014

## 4.2 Le stazioni del monitoraggio

Il monitoraggio sismico nell'Ovest Boemia [Fisher et al., 2010] iniziò nel 1956 tramite una rete posta in Vogtland. Di seguito al forte sciame sismico del 1985/1986, la densità delle stazioni sismiche è aumentata. Ad oggi nella zona esistono diverse reti locali come WEBNET (1986, [www.ig.cas.cz](http://www.ig.cas.cz)), KRASNET (1991, [www.ipe.muni.cz](http://www.ipe.muni.cz)), la rete sismica Turingia (1997 [Kracke et al.]), la rete sismica Sassone (SXNET;2000, [www.uni-leipzig.de/collm/auswertung.htm](http://www.uni-leipzig.de/collm/auswertung.htm)) e la rete Bavarese (2000, [www.erdbeben-in-bayern.de](http://www.erdbeben-in-bayern.de)), che continuano a fornire dati continui dell'attività sismica della Boemia occidentale (figura 4.2). La rete sismica



utilizzata per la localizzazione dei sismogrammi reali è costituita da 11 stazioni (figura 4.7). Nella rete scelta di 11 stazioni, 9 sono presenti all'interno della Repubblica Ceca [Fischer] e due stazioni all'interno della regione tedesca del Vogtland. La rete "WEBNET" [Fisher et al., 2010] consiste in 13 stazioni digitali da 3 componenti l'una e copre un'area di circa  $900 \text{ km}^2$ . I sismometri sono installati su pilastri di calcestruzzo profondi 5 m. La stazione centrale NKC (Nový Kostel) si trova al centro dell'area focale dal quale prende nome: nelle vicinanze ci sono altre 6 stazioni (SKC, VAC, LAC, LBC, POC, STC, e KVC), mentre le rimanenti 6 stazioni (KRC, KOC, LAC, ZHC, KAC, e TRC) sono poste in zone più lontane dall'area.

Di queste stazioni, 11 sono equipaggiate con sismometri passivi SM-3, 2 stazioni con sismometri *broadband* Guralp 40-T, e una stazione con un sensore LE-3D (tabella 4.1).

|                    | Code | Lat (°N) | Lon (°E) | h (m) | Instrumentation                            |
|--------------------|------|----------|----------|-------|--|
| Permanent stations |      |          |          |       |  |
| Nový Kostel        | NKC  | 50.2331  | 12.4479  | 564   | SM-3/5800 PCM<br>Guralp 40-T/Janus-Trident |
| Kopaniny           | KOC  | 50.2652  | 12.2336  | 575   | SM-3/5800 PCM                              |
| Kraslice           | KRC  | 50.3316  | 12.5304  | 760   | SM-3/Janus-Trident                         |
| Lazy               | LAC  | 50.0508  | 12.6250  | 838   | SM-3/5800 PCM                              |
| Skalná             | SKC  | 50.1698  | 12.3611  | 455   | SM-3/Janus-Trident                         |
| Trojmezí           | TRC  | 50.3032  | 12.1448  | 566   | LE-3D/Gaia                                 |
| Studenec           | STC  | 50.2591  | 12.5197  | 666   | SM-3/Janus-Trident                         |
| Luby               | LBC  | 50.2655  | 12.4123  | 638   | SM-3/Janus-Trident                         |
| Vackov             | VAC  | 50.2354  | 12.3772  | 530   | SM-3/Janus-Trident                         |
| Květná             | KVC  | 50.2049  | 12.5113  | 621   | SM-3/5800 PCM                              |
| Kaceřov            | KAC  | 50.1440  | 12.5180  | 502   | SM-3/Janus-Trident                         |
| Počátky            | POC  | 50.3220  | 12.4270  | 795   | SM-3/Janus-Trident                         |
| Zelená Hora        | ZHC  | 50.0706  | 12.3088  | 631   | Guralp 40-T/Janus-Trident                  |

Tabella 4.1: Stazioni delle rete Ceca "WEBNET".

Per quanto riguarda la rete installata dal centro di ricerca per le Geoscienze "GeoForschungZentrum" (GFZ) di Potsdam insieme all'Università di Potsdam, consiste in 11 stazioni che sono situate a 10 km ad ovest dell'area focale di Nový Kostel [Hiemer and Scherbaum, 2012]. L'*array* possiede un'apertura piccola nei

pressi del paese di Rohrbach al confine tra Germania e Repubblica Ceca, ad 1.5 km a nord di Bad Brambach. L'apertura e la distanza tra le stazioni variano rispettivamente tra 750 e 170m. La funzione di trasferimento mostra chiaramente un massimo lungo le direzioni NE-SW e NW-SE.

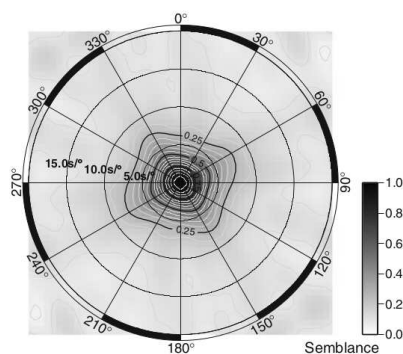


Figura 4.4: Funzione di trasferimento della rete tedesca.

Tutte le stazioni sono dotate di sismometri LE-3D/5s Lennartz (con un periodo naturale di 5s ed generatore costante di 400 V s/m, figura 4.5) e un registratore digitale MARS-Lite (figura 4.6). I dati sono misurati continuamente con una frequenza di campionamento di 250 Hz e un'alta sensibilità di registrazioni digitali ( $2 \mu\text{V/count}$ ). Le stazioni sono impostate per la registrazione di segnali con una bassa magnitudo provenienti da piccoli terremoti mantenendo un'alta risoluzione. In ogni caso, per terremoti più grandi, i sismogrammi reagiscono con un *clipping* per le onde P ed S. Di conseguenza magnitudo al di sopra di  $M_L = 2.6$  non possono essere distinte.

Ogni stazione fu potenziata da due moduli solari di 50-W. E' inoltre presente una batteria da 12-V (figura 4.6) per permette la memorizzazione per oltre una settimana. Ciò non è sempre stato sufficiente durante i periodi invernali in cui la neve è durata più di un mese. Nonostante ciò di tutte le 11 stazioni almeno tre hanno misurato simultaneamente durante il 35.6% e il 78.2% del tempo [Hiemer and Scherbaum, 2012].



Figura 4.5: Esempio di sismometro della rete tedesca del Vogtland



Figura 4.6: Esempio di box contenente la batteria e il registratore del sismometro.

### 4.3 I sismogrammi

I dati registrati dalle 11 stazioni risultano di alta qualità con un alto rapporto segnale/rumore. Di conseguenza possiamo rilevare un gran numero di sciami sismici. In primis, ci proponiamo di rilevare e localizzare eventi già elaborati con le metodologie standard (d'accordo con quelli della tabella 3.1).

Tutti questi sismogrammi sono dotati di 3 componenti (Est, Nord e profondità).

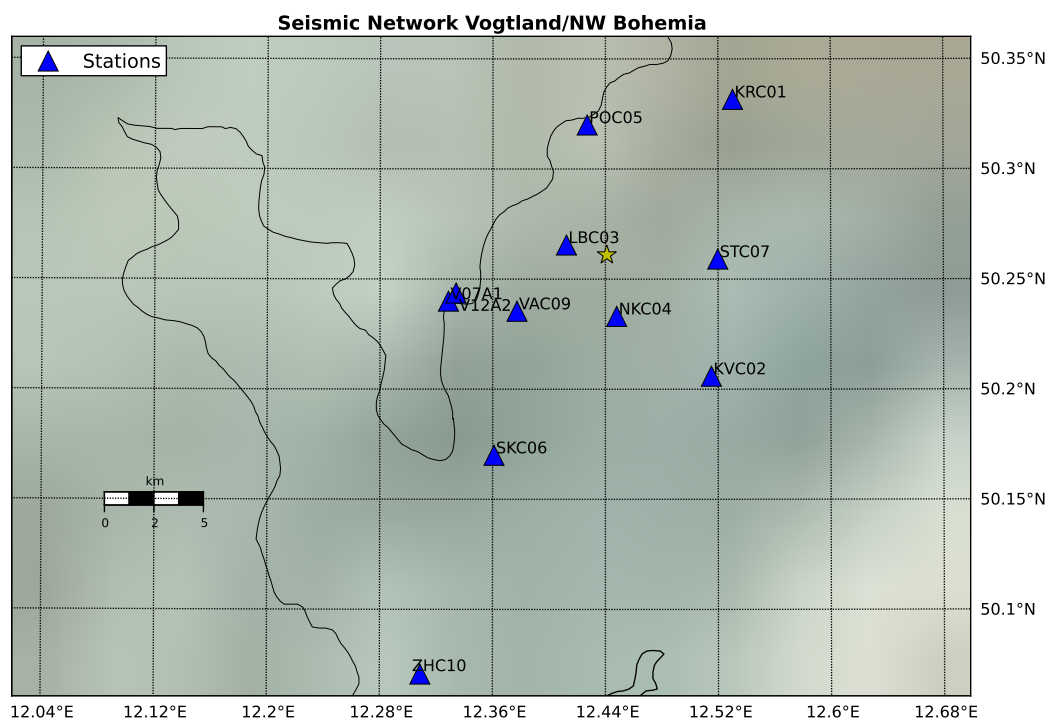


Figura 4.7: Rete sismica utilizzata per la localizzazione degli eventi nell'area focale di Novy Kostel.

2013-08-31T01:00:00Z - 2013-08-31T01:59:59Z

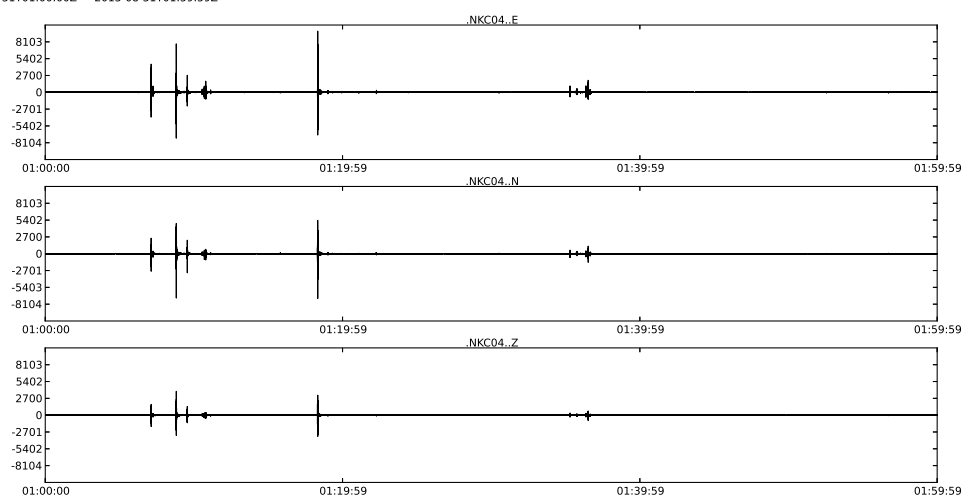


Figura 4.8: Sismogramma della stazione di Novy Kostel: registrazione dalle 01:00 alle 02:00

2013-08-31T02:00:00Z - 2013-08-31T02:59:59Z

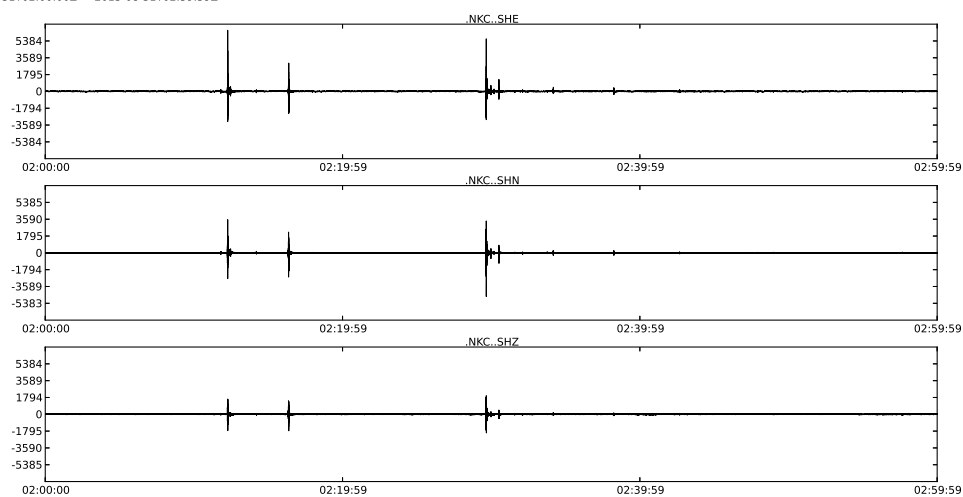


Figura 4.9: Sismogramma della stazione di Novy Kostel: registrazione dalle 02:00 alle 03:00

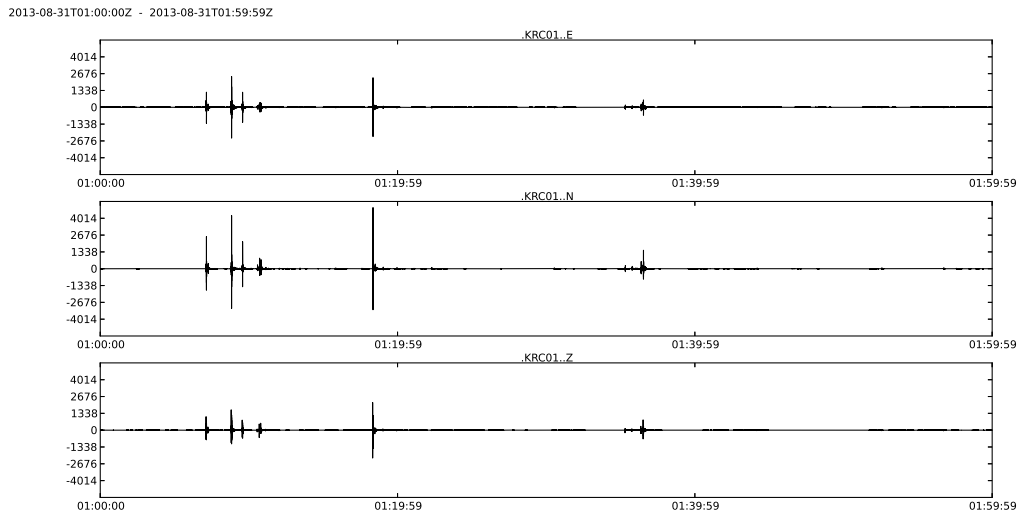


Figura 4.10: Sismogramma della stazione di Kraslice: registrazione dalle 01:00 alle 02:00

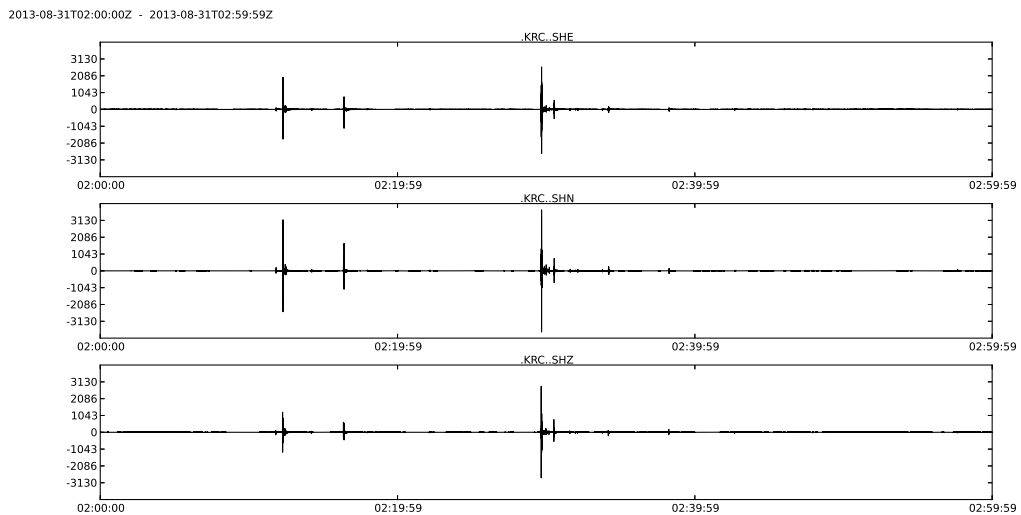


Figura 4.11: Sismogramma della stazione di Kraslice: registrazione dalle 02:00 alle 03:00

## 4.4 Localizzazione Eventi noti

Gli eventi in tabella 3.1 sono stati localizzati semplicemente tagliando la forma d'onda dell'evento in funzione del tempo di localizzazione rilevato e pubblicato sul web [Fischer]. Questi 7 eventi fanno parte dello sciame sismico del 2013 che ha

avuto in Agosto alcuni dei suoi eventi più grandi. Su questi eventi, essendo caratterizzati da un alto rapporto  $S/N$ , non è stato necessario alcun tipo di *processing*. Per quanto riguarda l'evento Master è stato preso come riferimento lo stesso che per i sintetici, però tratto dalle forme d'onda reali (figura 4.12) e ne sono state calcolate le differenze (per le onde P ed S) attraverso lo stesso metodo e con lo stesso modello di velocità per ottenere gli arrivi teorici (tabelle 4.2 e ??). Per la localizzazione i parametri impostati sono di 10 campioni per la STA, il doppio per la LTA, senza l'utilizzo del *bootstrap relocation*.

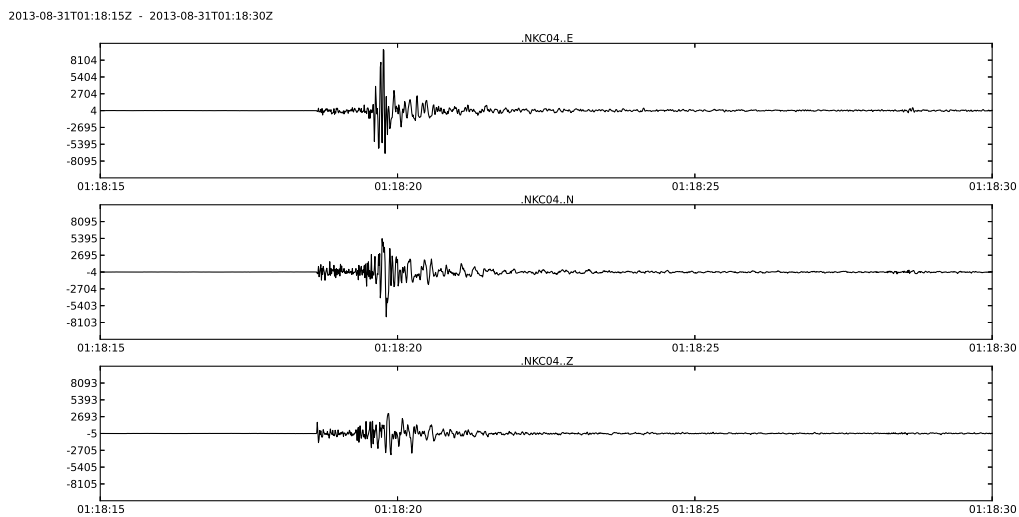


Figura 4.12: Tre componenti dell'evento Master alla stazione NKC.

| Station | Picking P phase | Theoretical P phase | Difference      |
|---------|-----------------|---------------------|-----------------|
| LBC03   | 0.60            | 1.16712814639       | -0.567128181458 |
| KRC01   | 0.67            | 1.228133507         | -0.558133542538 |
| NKC04   | 0.76            | 1.42009015837       | -0.660090208054 |
| VAC09   | 0.78            | 1.44611052378       | -0.666110515594 |
| STC07   | 1.01            | 1.5575719738        | -0.547572016716 |
| POC05   | 1.06            | 1.70504226963       | -0.645042300224 |
| V12A2   | 1.16            | 1.73318469514       | -0.573184728622 |
| KVC02   | 1.19            | 1.76544223371       | -0.575442194939 |
| V07A1   | 1.38            | 1.99700864128       | -0.617008686066 |
| SKC06   | 1.55            | 2.20658190884       | -0.656581878662 |
| ZHC10   | 2.34            | 3.96021755162       | -1.62021756172  |

Tabella 4.2: Tabella con le stazioni ed i relativi *picking* su dati reali, arrivi teorici e differenze calcolate per la fase P.

| Station | Picking S phase | Theoretical S phase | Difference      |
|---------|-----------------|---------------------|-----------------|
| LBC03   | 1.68            | 2.03413762656       | -0.354137778282 |
| KRC01   | 1.75            | 2.14046125505       | -0.390461206436 |
| NKC04   | 1.75            | 2.47501427602       | -0.725014209747 |
| VAC09   | 1.87            | 2.52036405573       | -0.650364041328 |
| STC07   | 2.24            | 2.71462544005       | -0.474625349045 |
| POC05   | 2.34            | 2.97164509849       | -0.631645202637 |
| V12A2   | 2.39            | 3.02069332581       | -0.63069319725  |
| KVC02   | 2.48            | 3.07691360732       | -0.596913576126 |
| V07A1   | 2.52            | 3.4805007748        | -0.960500717163 |
| SKC06   | 2.85            | 3.84575704112       | -0.995757102966 |
| ZHC10   | 5.14            | 6.9020934471        | -1.76209354401  |

Tabella 4.3: Tabella con le stazioni ed i relativi *picking* su dati reali, arrivi teorici e differenze calcolate per la fase S.



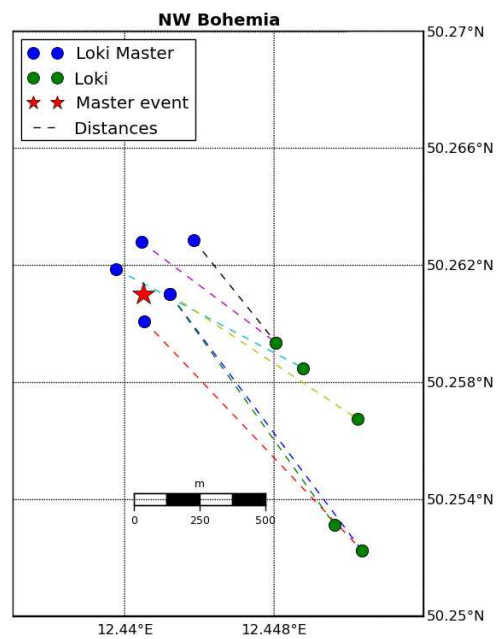


Figura 4.13: Localizzazioni epicentrali: metodi Loki e Loki Master a confronto.

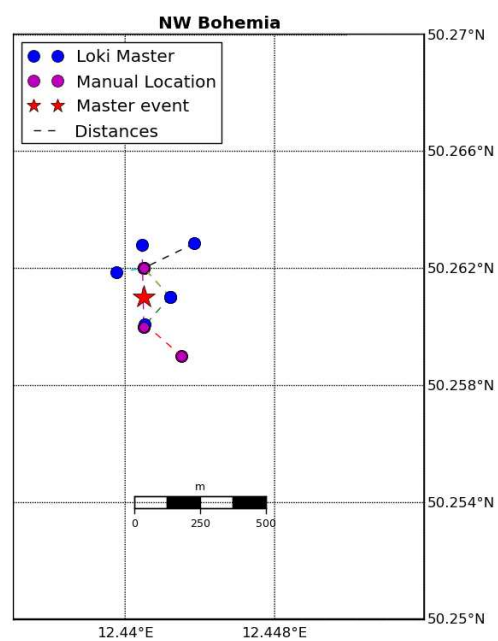


Figura 4.14: Localizzazioni epicentrali: metodi Loki Master e standard a confronto.

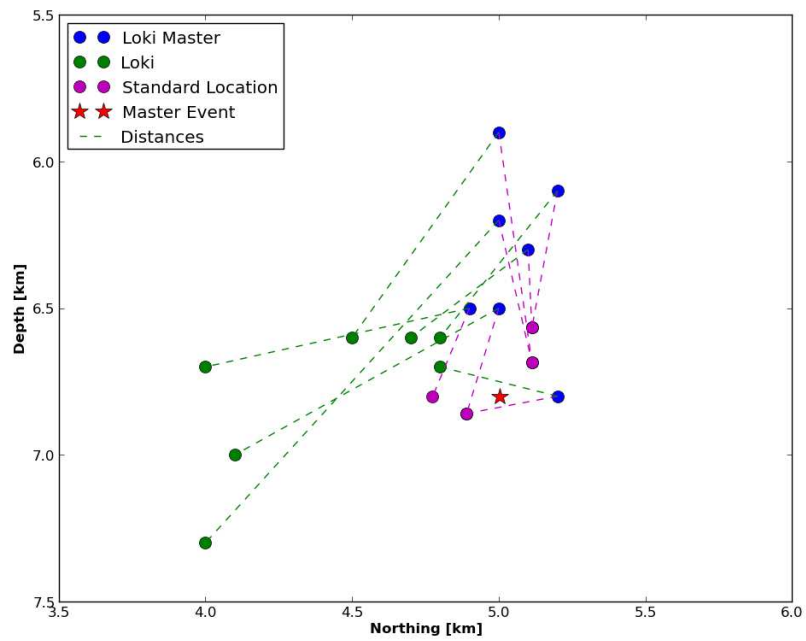


Figura 4.15: *Cross section northing*: metodi Loki Master, Loki e standard a confronto.

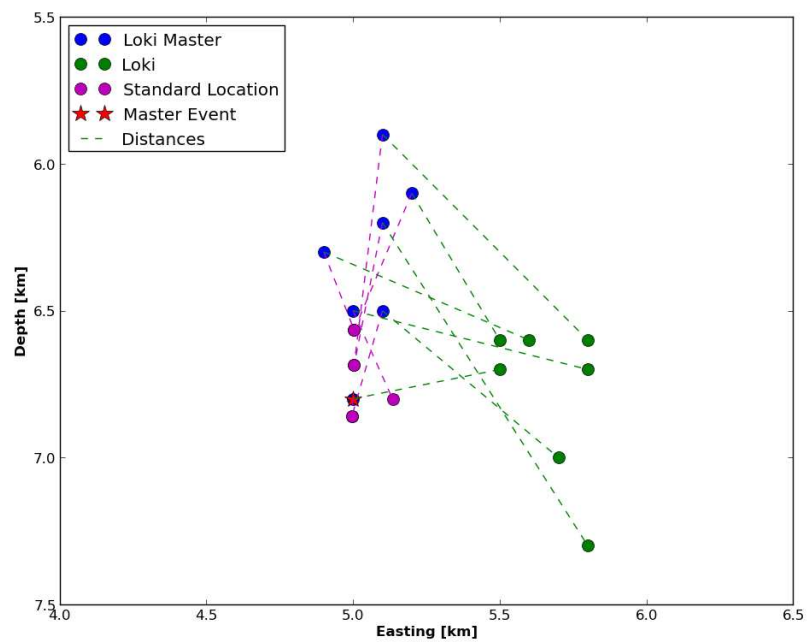


Figura 4.16: *Cross section easting*: metodi Loki Master, Loki e standard a confronto.

#### **4.4.1 Conclusioni**

Anche in questo caso possiamo sottolineare notevoli differenze nelle matrici di coerenza (figure 4.17 e 4.18). Infatti, non solo otteniamo un massimo delle coerenze Loki Master (tabella 4.5) maggiore rispetto al metodo Loki (tabella 4.4), ma si evidenzia anche una maggiore risoluzione di coerenza. Cioè il metodo sembrerebbe essere maggiormente vincolato ad un'area circolare rispetto a quello assoluto.

Oltre ad analizzare la risoluzione delle coerenze, l'accuratezza e l'affidabilità della metodologia Loki Master è stata criticata anche in funzione delle distanze epicentrali ed ipocentrali comparandola con Loki e le localizzazioni note da metodi non automatici. Prima di tutto è possibile notare, grazie alle immagini 4.13, 4.14, 4.15 e 4.16, che la metodologia relativa trascina tutti gli eventi in posizioni molto più vicine all'evento Master. Allo stesso tempo possiamo dire che non solo gli eventi subiscono l'effetto delle correzioni del Master ma sembrerebbero avvicinarsi alle localizzazioni con metodologie manuali.

Invece, osservando le localizzazioni ipocentrali, possiamo notare che la profondità della localizzazione ipocentrale sembrerebbe diminuire per tutti gli eventi sia rispetto a Loki che al metodo standard, rimanendo abbastanza vincolate al campionamento della griglia.

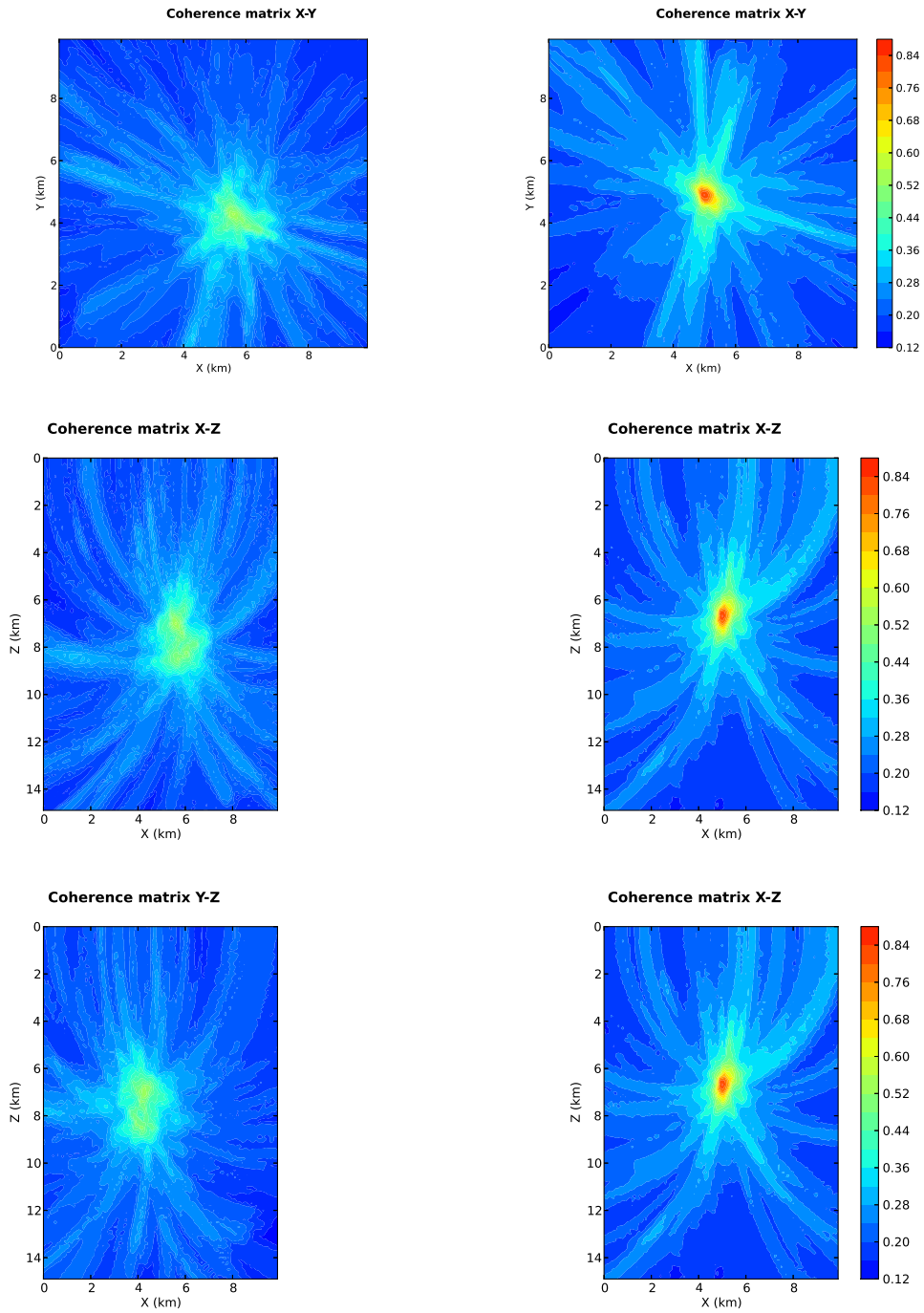


Figura 4.17: Matrici di coerenza per l'evento 20130831T010920 con una lunghezza della STA di 10 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodologia Loki, sulla colonna destra con Loki Master

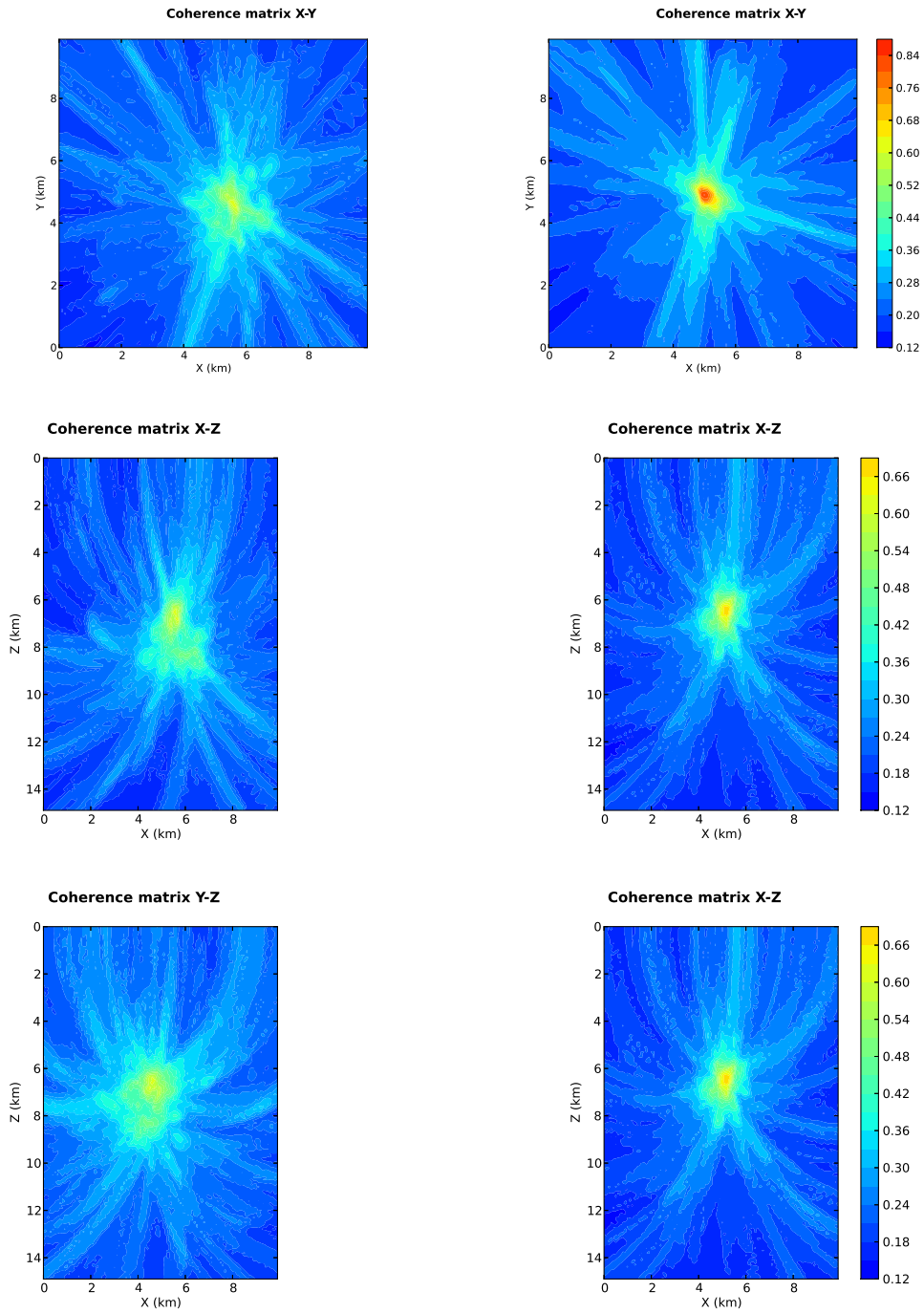


Figura 4.18: Matrici di coerenza per l'evento 20130831T010920 con una lunghezza della STA di 10 campioni: sulla colonna sinistra quelle ottenute con la metodologia Loki, sulla colonna destra con Loki Master

| Loki Master Locations |               |               |               |           |
|-----------------------|---------------|---------------|---------------|-----------|
| Event                 | Latitude      | Longitude     | Depth         | Coherence |
| 20130831T010705       | 50.2601184785 | 12.4424530961 | 6.59999990463 | 0.725398  |
| 20130831T021615       | 50.2609860763 | 12.4410034068 | 6.69999980927 | 0.711127  |
| 20130831T010840       | 50.2600876102 | 12.4410515728 | 6.69999980927 | 0.787406  |
| 20130831T010920       | 50.2600876102 | 12.4410515728 | 6.69999980927 | 0.847336  |
| 20130831T062320       | 50.2618845422 | 12.4409552384 | 6.5           | 0.766455  |
| 20130831T022930       | 50.2601493299 | 12.4438546218 | 6.5           | 0.68574   |
| 20130831T021210       | 50.2609860763 | 12.4410034068 | 6.40000009537 | 0.753746  |

Tabella 4.4: Localizzazioni Loki Master e coerenze degli eventi di tabella 3.1

| Loki Locations  |               |               |               |           |
|-----------------|---------------|---------------|---------------|-----------|
| Event           | Latitude      | Longitude     | Depth         | Coherence |
| 20130831T010705 | 50.2549124883 | 12.4511501336 | 7.19999980927 | 0.531721  |
| 20130831T021615 | 50.2584448361 | 12.448155282  | 6.69999980927 | 0.52483   |
| 20130831T010840 | 50.2515027755 | 12.4597496919 | 8.0           | 0.534287  |
| 20130831T010920 | 50.2548817272 | 12.4497487535 | 7.0           | 0.548159  |
| 20130831T062320 | 50.256647893  | 12.4482513338 | 6.80000019073 | 0.581645  |
| 20130831T022930 | 50.2575771456 | 12.4496047657 | 6.59999990463 | 0.618335  |
| 20130831T021210 | 50.2575771456 | 12.4496047657 | 6.69999980927 | 0.541761  |

Tabella 4.5: Localizzazioni Loki e coerenze degli eventi di tabella 3.1

## 4.5 Localizzazione dati continui

Dopo la localizzazione degli eventi presenti nella tabella 3.1 si è deciso di provare ad analizzare due ore di eventi continui (01:00-03:00 del 31 Agosto 2013). Infatti analizzando i dati, in seguito ad un filtro passa banda, sono stati notati altri eventi di magnitudo più bassa. Dopo aver individuato eventuali correlazioni tra questi eventi ed il Master (figura 4.12), è stata applicata una STA/LTA con la quale sono stati ottenuti dei tempi di riferimento per ogni evento.

Di seguito vengono analizzati e correlati eventi per poterli localizzare con il metodo Master.

### 4.5.1 Analisi sismogrammi

Dato la presenza nella zona di numerosi eventi di magnitudo diverse tra di loro, si è deciso di provare ad individuare degli eventi nella stesse ore degli eventi localizzati precedentemente.

Per individuare i dati è stato necessario applicare un tipo *processing* pre-localizzazione. Per il filtraggio è necessario, prima di tutto, conoscere la frequenza centrale della maggior parte degli eventi. Utilizzando la libreria Obspy [Beyreuther et al., 2010] sono stati analizzate le frequenze centrali dell'evento Master e dell'evento numero 3 della tabella 3.1. Infatti, dato il tipo di sismicità e la magnitudo degli eventi, si suppone che le frequenze principali degli eventi siano all'interno di un determinato *range*. Nelle immagini che seguono vengono mostrati gli spettri di due stazioni scelte appositamente in quanto una posta nell'area focale di Novy Kostel (NKC, figure 4.19, 4.21), e l'altra più lontana dal *cluster* nell'area tedesca del Vogtland (V12A2, figure 4.20, 4.22).

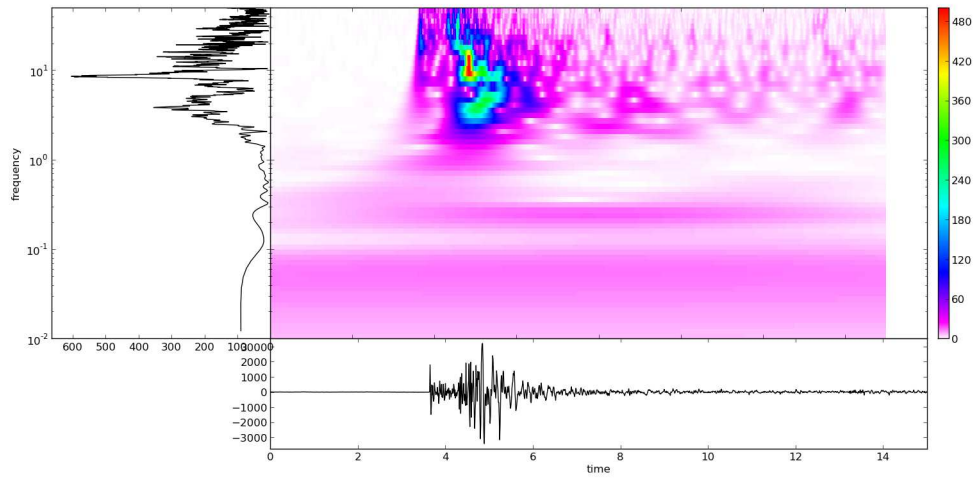


Figura 4.19: Componente z della stazione NKC per l'evento Master n°8 della tabella 3.1 con relativo spettro di frequenza.

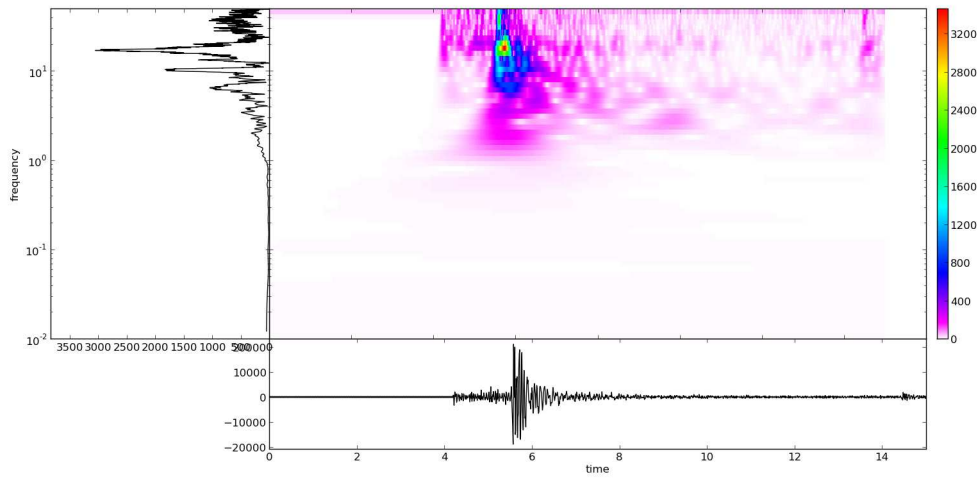


Figura 4.20: Componente z della stazione V12A2 per l'evento Master n°8 della tabella 3.1 con relativo spettro di frequenza.



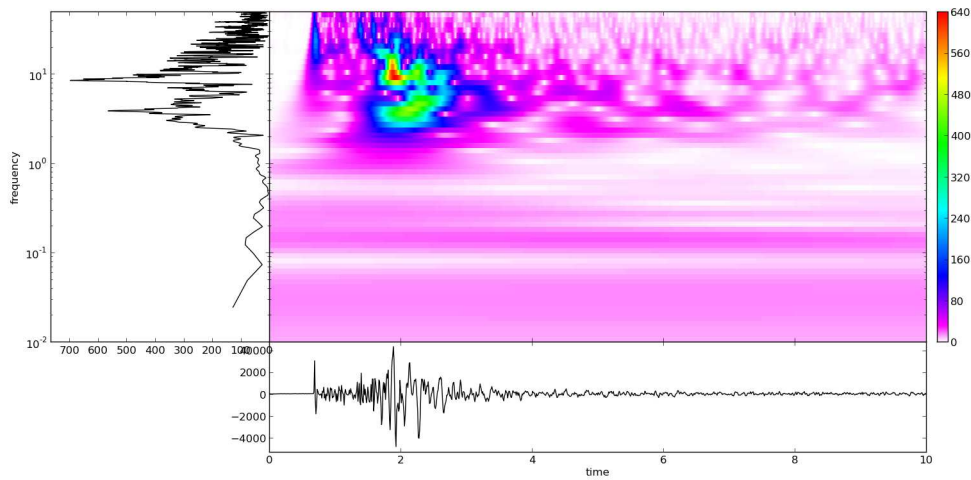


Figura 4.21: Componente z della stazione NKC per l'evento 3 della tabella 3.1 con relativo spettro di frequenza.

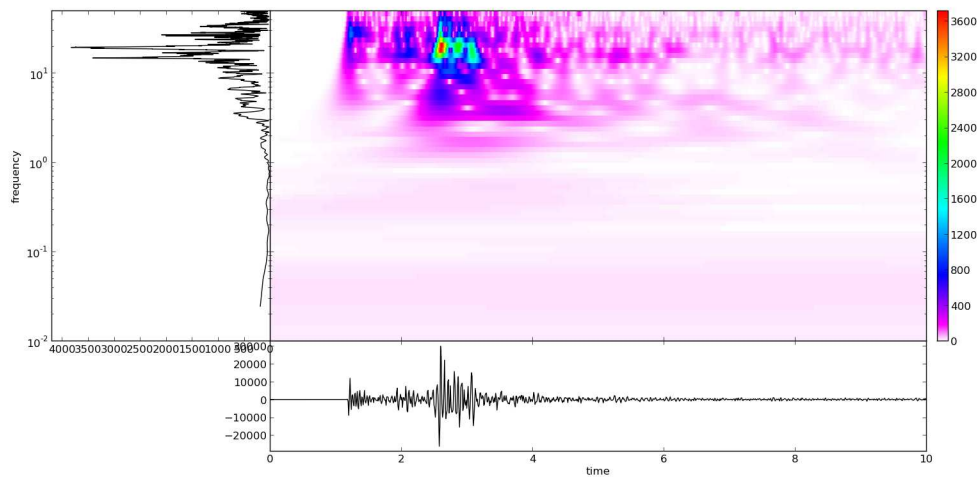


Figura 4.22: Componente z della stazione V12A2 per l'evento 3 della tabella 3.1 con relativo spettro di frequenza.

Dagli spettri di frequenza (figure 4.19, 4.20, 4.21 e 4.22) constatiamo dei massimi di ampiezza, per gli eventi analizzati, compresi tra 9 e 12 Hz. In funzione di queste frequenze centrali è stato effettuato un filtro passa-banda tra 5 e 18 Hz. Questo filtraggio ha permesso, di conseguenza, l'individuazione di 61 eventi tramite un'operazione di *trial and error* con diverse lunghezze di STA. Per queste

operazioni è stato utilizzato il software *snuffler*, della libreria Pyrocko[Heimann]. Le tracce STA/LTA danno in output dei tempi di riferimento (non tempi di arrivo) con i quali tagliamo i sismogrammi 2 e 4 secondi prima e dopo gli stessi. I singoli eventi devono, però essere correlati tra di loro per poter localizzare tramite il metodo Loki Master. Pertanto calcoliamo le matrici di cross-correlazione tra tutte le tracce per la stazione di Novy Kostel. Calcolo la matrice di cross-correlazione tramite le tre componenti delle tracce, prendendo il massimo della funzione normalizzata sulla singola componente. Prima utilizzando le semplici tracce (figura 4.23), e poi filtrando le stesse tramite un *detrend* (filtraggio del rumore lineare a bassa frequenza), un *demean* (filtra rumore coerente per rendere il segnale a media zero).

Inoltre si è deciso di dimostrare ulteriormente la correlazione tra gli eventi da localizzare e il Master tramite un'equazione tratta da Menke [1999] adattata per la localizzazione Loki Master. Menke [1999] utilizza questa relazione per ricavare le distanze tra gli eventi e calcolare il coefficiente di correlazione predetto per la localizzazione di eventi sismici. Nel nostro caso la seguente equazione,

$$r_{Master,i} = -\lambda \ln(C_{Master,i}) \quad (4.1)$$

ci permette di ottenere le distanze tra gli eventi e il Master, in funzione della lunghezza d'onda e della funzione di cross-correlazione; infatti  $r_{i,Master}$  e  $C_{Master,i}$  sono rispettivamente la distanza e il massimo valore di cross-correlazione tra l'evento Master e l'evento  $i$ esimo mentre  $\lambda$  è la lunghezza d'onda dell'evento Master. Nelle matrici di cross-correlazione possono essere notati dei massimi focalizzati in alcune zone della matrice (figure 4.23 e 4.24). Ma significativa è l'immagine 4.25 dove possiamo notare che gli alti valori di correlazione sono direttamente proporzionati ad eventi vicini al Master. Infatti sono presenti eventi

anche molto lontani dal Master, con bassi valori di cross-correlazione.

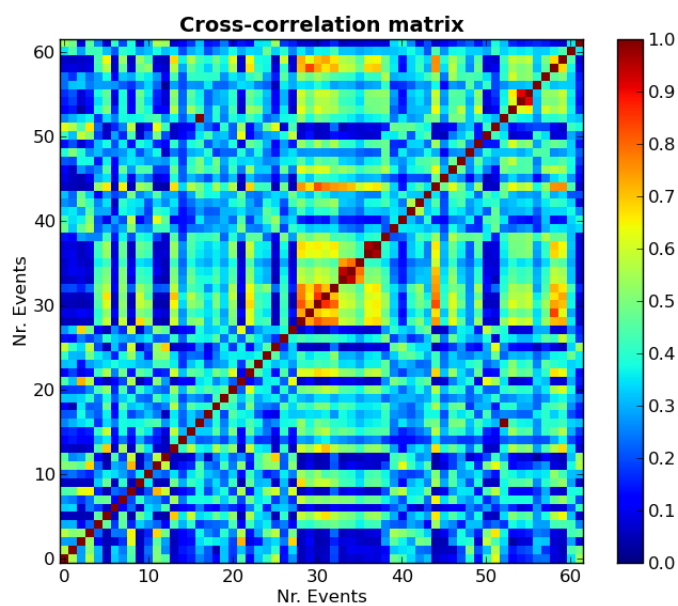


Figura 4.23: Matrice di cross-correlazione di 61 eventi estratti dal rapporto STA/LTA calcolato a priori per la stazione NKC.

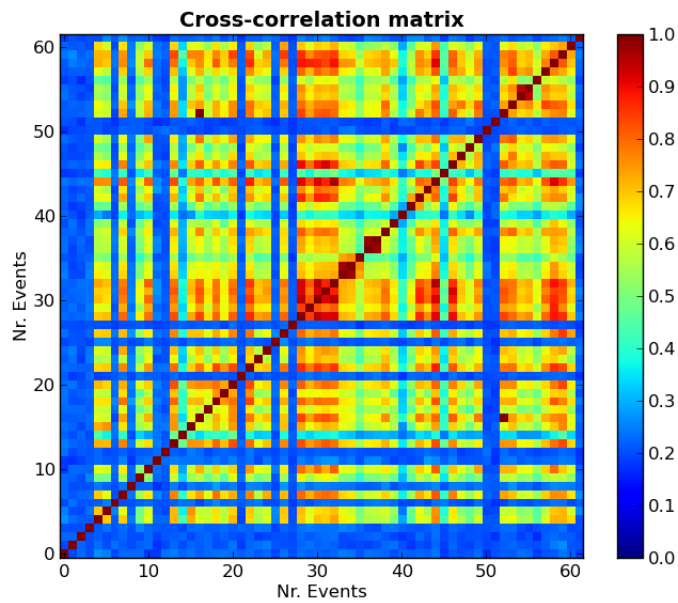


Figura 4.24: Matrice di cross-correlazione filtrata di 61 eventi estratti dal rapporto STA/LTA calcolato a priori. I filtri applicati sono: un passa-banda tra 5 e 18 Hz, un *detrend* ed un *demean*.

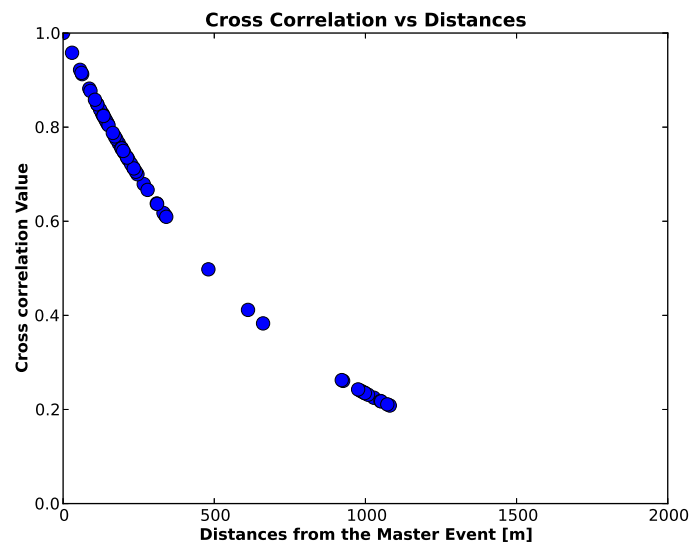


Figura 4.25: Funzione di correlazione e distanza [Menke, 1999] tra l'evento Master e gli eventi da localizzare.

#### 4.5.2 Localizzazioni

Date le correlazioni tra l'evento Master e gli altri eventi si è proceduto con la loro localizzazione. Il processo di localizzazione è quindi consistito nel utilizzare un'altra funzionalità dell'algoritmo Loki. Infatti, come metodo di stima della sensibilità del metodo, viene applicata l'opzione *bootstrap relocation*. Essa consiste nel localizzare eventi utilizzando diverse lunghezze di STA e nel calcolare poi la media. Questo tipo di elaborazione ha come obiettivo quello di localizzare eventi sismici senza vincolare le coordinate ipocentrali ed epicentrali al campionamento della griglia tramite differenti lunghezze di STA scelte all'interno di un *range* definito dall'operatore. I parametri di localizzazione sono:

- $STA_{min} = 5; STA_{max} = 15$
- $LTA = 2STA$
- $bootstrap\ relocation = 3$

Le localizzazioni anche in questo caso sono state ottenute con il metodo assoluto e poi con quello relativo.

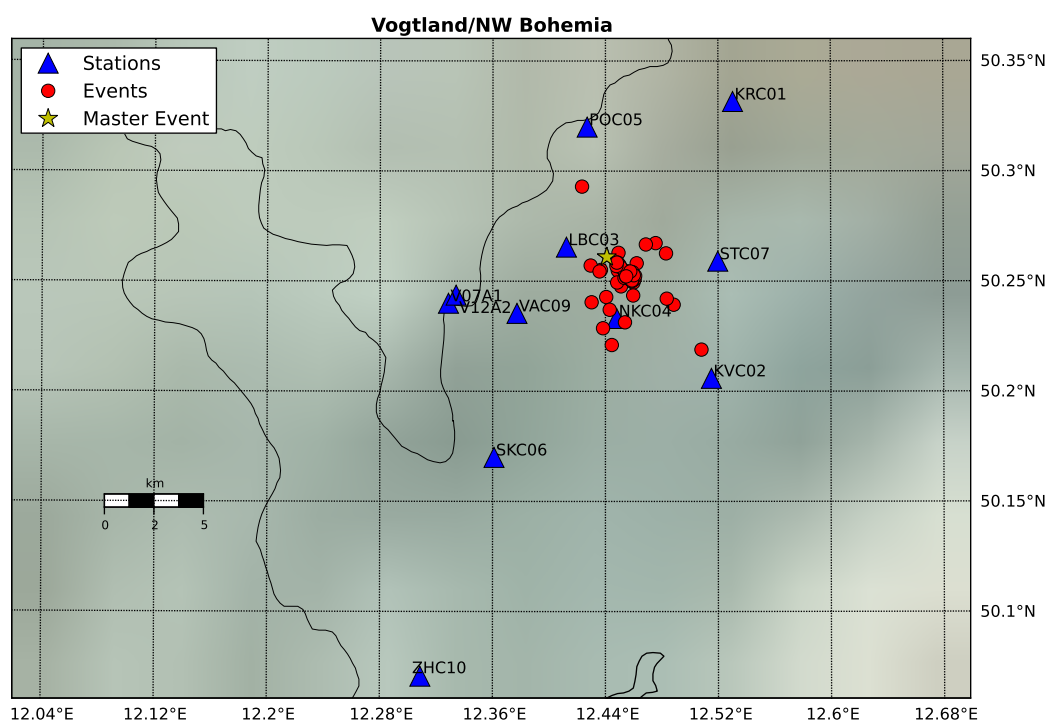


Figura 4.26: Localizzazione epicentrale con il metodo assoluto.

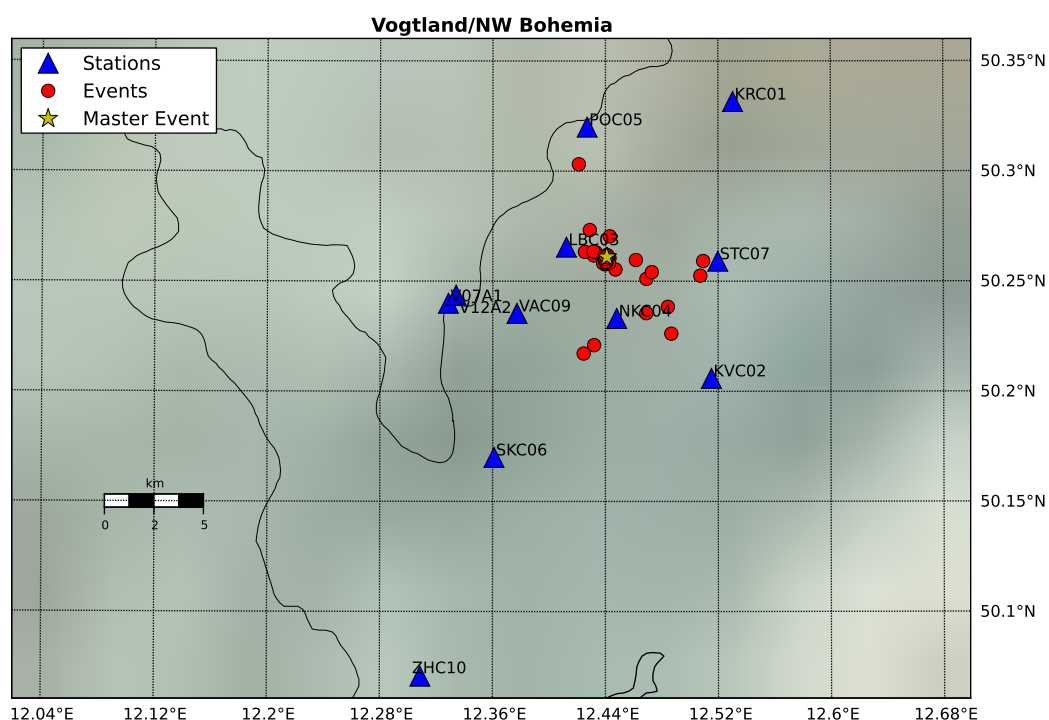


Figura 4.27: Localizzazione epicentrale con il metodo relativo.

### 4.5.3 Processing post-location

Analizzando le localizzazioni epicentrali, si notano alcuni eventi poco focalizzati nell'area focale. Pertanto si è deciso di procedere filtrando ulteriormente questi dati. L'unica possibilità che abbiamo dopo la localizzazione è escludere parte degli eventi localizzati in funzione delle coerenze stesse. Così sono stati rappresentati localizzazioni con una coerenza maggiore di 0.6 (figure 4.29), dove si nota come le localizzazioni siano più affidabili. Nell'immagine 4.30 si evidenzia una direzione del *cluster* concorde con l'andamento regionale (figura 4.3) in direzione N-S (figura 4.30).

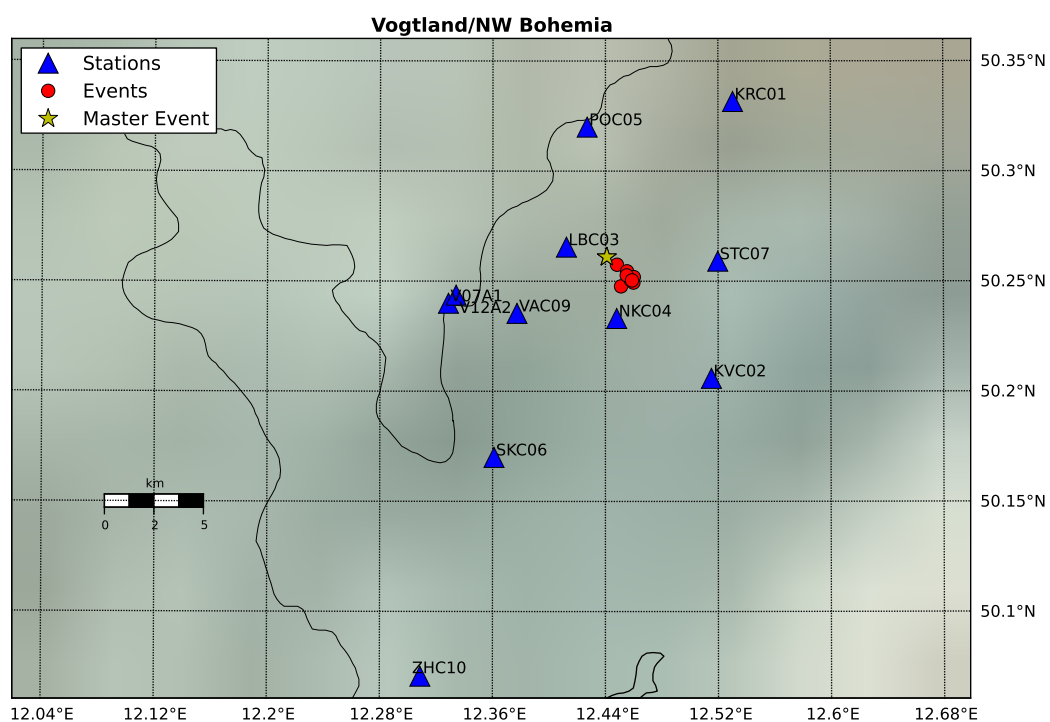


Figura 4.28: Localizzazione epicentrale assoluta degli eventi ulteriormente filtrati con una coerenza relativa maggiore di 0.6.



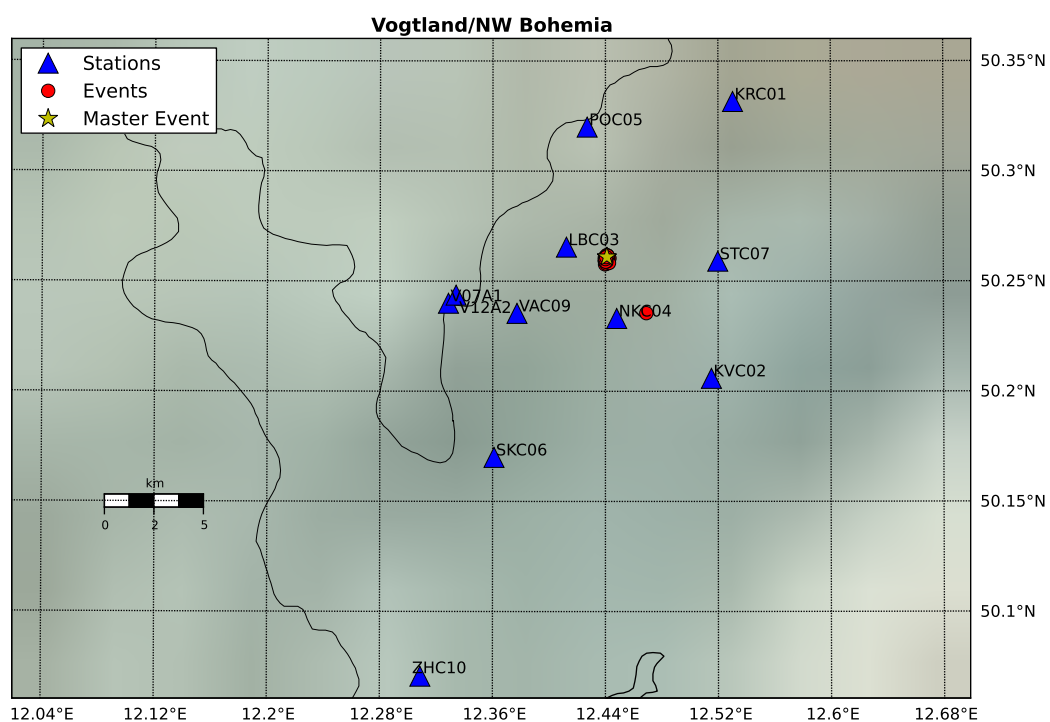


Figura 4.29: Localizzazione epicentrale degli eventi ulteriormente filtrati con una coerenza relativa maggiore di 0.6.

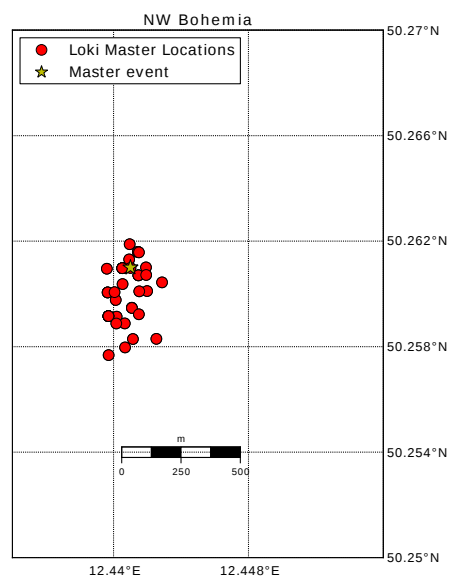


Figura 4.30: Localizzazione epicentrale degli eventi ulteriormente filtrati con una coerenza relativa maggiore di 0.6.

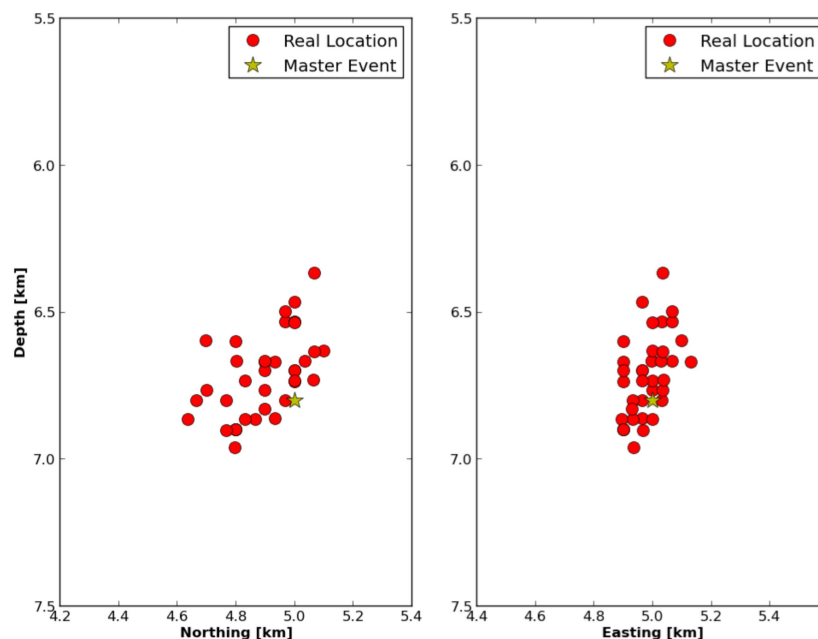


Figura 4.31: Localizzazione ipocentrale degli eventi ulteriormente filtrati con una coerenza relativa maggiore di 0.6.

L'immagine 4.29 testimonia come, rispetto alle localizzazioni 4.27 prima del filtro per coerenza, gli eventi lontani dalla zona focali rappresentano eventi con coerenze minori di 0.6 a meno di un evento ancora presente.

#### 4.5.4 Conclusioni

La metodologia Loki Master anche in questo caso restituisce degli ottimi risultati, con dei massimi di coerenza tali ad accreditare la qualità dei risultati. Infatti nella localizzazione assoluta degli eventi filtrati per coerenza (figura 4.28), si ricavano solo 9 eventi tra cui quelli che sono stati ottenuti con metodi standard. Invece osservando i massimi valori di coerenza nella tabella 4.6 insieme alle localizzazioni, si deduce come l'apporto Master incide nettamente rilevando 30 eventi, con alta coerenza, in più rispetto al metodo assoluto oltre che ad una maggiore risoluzione

delle matrici.

Analizzando lo spettro dell'evento Master per la stazione NKC e V12A2 (vedi figure 4.19 e 4.20) si vede che la frequenza centrale dell'evento Master sia compresa tra 9 e 11 Hz. Ciò significa che, in funzione delle stazioni, aumentando la frequenza, ovviamente la zona di Fresnel andrà diminuendo; infatti se:

$$V = \lambda f \quad (4.2)$$

dove  $V$  è la velocità,  $\lambda$  è la lunghezza d'onda e  $f$  è la frequenza dell'evento. Sapendo che la velocità delle onde P tra 6 e 8 km (ovvero la profondità media ipocentrale, vedi modello di velocità 3.3) è di 6.2 km/s, si ha una  $\lambda$  di circa 689. Ciò significa che gli eventi localizzabili tramite l'uso di questo Master dovrebbero essere all'interno dell'area focale di 172 m ( $\lambda/4$ ). In questo caso gli eventi localizzati che rientrano nella zona di Fresnel non sono tutti ma, almeno quelli all'interno dei 500 m, hanno coerenza maggiore di 0.6.

| Loki Master Locations |               |               |               |                |
|-----------------------|---------------|---------------|---------------|----------------|
| Event                 | Latitude      | Longitude     | Depth         | Coherence      |
| 20130831T011032       | 50.260373496  | 12.4405336775 | 6.8622668747  | 0.704594833333 |
| 20130831T011436       | 50.2591380139 | 12.4401831273 | 6.96208167965 | 0.697012666666 |
| 20130831T013030       | 50.2597704008 | 12.4401284947 | 6.86639820281 | 0.656623166667 |
| 20130831T011038       | 50.2609753041 | 12.4405144986 | 6.6992885605  | 0.607658       |
| 20130831T024650       | 50.2607043007 | 12.4414742414 | 6.53247787937 | 0.635406666666 |
| 20130831T021754       | 50.2600567251 | 12.439650052  | 6.66942002563 | 0.702010666667 |
| 20130831T023205       | 50.2610063371 | 12.4419232169 | 6.53356826835 | 0.665381333333 |
| 20130831T011233       | 50.2609551901 | 12.4396018597 | 6.73674464973 | 0.716335333334 |
| 20130831T021550       | 50.2355135567 | 12.4690146286 | 10.0          | 0.600654       |
| 20130831T010847       | 50.2594772029 | 12.4410842948 | 6.86637899983 | 0.837623166666 |
| 20130831T013544       | 50.2591582598 | 12.4396982418 | 6.90000009537 | 0.658720833333 |
| 20130831T011818       | 50.2607053764 | 12.4414724441 | 6.80024881922 | 0.815138833333 |
| 20130831T025738       | 50.2613074956 | 12.4409262511 | 6.66757135759 | 0.732852166666 |
| 20130831T012215       | 50.2591582598 | 12.4396982418 | 6.90000009537 | 0.720649833333 |
| 20130831T011044       | 50.2600567251 | 12.439650052  | 6.6999980927  | 0.614630666667 |
| 20130831T021409       | 50.2609860763 | 12.4410034068 | 6.53518647868 | 0.625229333333 |
| 20130831T011105       | 50.2582906733 | 12.4411478977 | 6.76669530338 | 0.732834       |
| 20130831T024239       | 50.2576801152 | 12.4397072957 | 6.866302887   | 0.677945833334 |
| 20130831T010931       | 50.259468933  | 12.4410847381 | 6.7330562758  | 0.852929       |
| 20130831T011918       | 50.2591582598 | 12.4396982418 | 6.90000009537 | 0.707148333334 |
| 20130831T014408       | 50.2604378074 | 12.442875048  | 6.66870956274 | 0.7336355      |
| 20130831T010713       | 50.26010828   | 12.4419899674 | 6.66608929014 | 0.669449666666 |
| 20130831T013620       | 50.260098029  | 12.4415245326 | 6.76625391514 | 0.791113833333 |
| 20130831T011040       | 50.2609752724 | 12.4405130619 | 6.69805937418 | 0.6664195      |
| 20130831T023010       | 50.2618845422 | 12.4409552384 | 6.63123483014 | 0.691321666667 |
| 20130831T021215       | 50.2607192135 | 12.4419339885 | 6.49859237508 | 0.781634       |
| 20130831T011732       | 50.2592283922 | 12.4415003587 | 6.66773287062 | 0.6498385      |
| 20130831T013605       | 50.2591582598 | 12.4396982418 | 6.90000009537 | 0.728644166667 |
| 20130831T021147       | 50.2615953127 | 12.4414385382 | 6.36596480566 | 0.6881405      |
| 20130831T013516       | 50.2579720666 | 12.4406819641 | 6.8001461408  | 0.708814166666 |
| 20130831T011859       | 50.2582974372 | 12.4425381992 | 6.59690970593 | 0.741123166666 |
| 20130831T013550       | 50.2588819806 | 12.4406642101 | 6.90162670262 | 0.629680333333 |
| 20130831T011547       | 50.2591582598 | 12.4396982418 | 6.59999990463 | 0.788033       |
| 20130831T013629       | 50.2615902167 | 12.4414470535 | 6.63367697864 | 0.795431833333 |
| 20130831T012103       | 50.2588801549 | 12.4401629383 | 6.80001372916 | 0.692758666666 |
| 20130831T011827       | 50.2609754383 | 12.440520589  | 6.7342118357  | 0.684396166666 |
| 20130831T022939       | 50.2615757164 | 12.4415033384 | 6.73105982802 | 0.617748       |
| 20130831T010705       | 50.2600656957 | 12.4400570455 | 6.82903960093 | 0.799207166667 |
| 20130831T023343       | 50.260975287  | 12.4405137259 | 6.46506145267 | 0.676053333333 |

Tabella 4.6: Localizzazione degli eventi tra le 01:00 e 03:00 con una coerenza maggiore di 0.6.

## 4.6 Conclusioni

Il mio lavoro di tesi è consistito nel migliorare il metodo di localizzazione di sciami sismici sviluppato da Grigoli et al. [2013a,b], basato sulle tecniche di *Waveform stacking*. Nei lavori precedenti, se da un lato il metodo risultava (1) completamente *picking free* senza il bisogno di un'identificazione della fase, (2) *noise robust* e performante anche con dati di bassa qualità, (3) automatico, (4) maggiormente risolutivo grazie all'uso di entrambe le fasi P ed S, (5) completo di informazioni sulla forma d'onda senza la necessità di calcolare sismogrammi sintetici; allo stesso tempo, però, non solo era dispendioso computazionalmente (rispetto ai metodi standard), ma anche fortemente dipendente dal modello di velocità.

Lo scopo del lavoro è consistito nel tener presente entrambi gli svantaggi appena citati: ovvero cercare di rendere l'algoritmo meno dipendente dal modello di velocità senza aumentare il tempo computazionale. Pertanto si è pensato ad un metodo che in presenza di un modello di velocità poco accurato, potesse diminuire la dipendenza dallo stesso. Questo tipo di problema infatti non è caratterizzante solo i metodi automatici ma anche quelli standard che, in risposta, hanno utilizzato localizzazioni relative [Shearer, 2009; Waldhauser and Ellsworth, 2000]. L'idea di scegliere un evento di riferimento per poter calcolare le differenze tra i tempi di arrivo teorici ed osservati era stata già utilizzata da Ishii et al. [2004] attraverso l'utilizzo dei *lag* ottenuti dalle cross-correlazioni.

In questo lavoro, invece, utilizziamo  $\Delta t$  calcolati dalle differenze tra i tempi di arrivo osservati, ottenuti con il *picking*, e quelli teorici di un evento Master. Per migliorare la localizzazione si utilizzano queste differenze aggiungendole direttamente ai tempi di arrivo teorici ottenuti con un modello di velocità approssimativo, ed immagazzinati nel cubo di sorgenti scansionato per la localizzazione.

Dai risultati ottenuti, prima con sismogrammi sintetici e poi con reali si è notato

che: non solo il massimo assoluto delle matrici di coerenza tende ad aumentare ma che, tramite un corretto utilizzo della finestra STA, si ottengono matrici di coerenza maggiormente risolutive rispetto al metodo assoluto. Inoltre le localizzazioni epicentrali risultano avvicinarsi alle stesse ottenute con metodi standard mentre quelli ipocentrali sono comunque limitate nell'arco delle centinaia di metri, vincolate dalle impostazioni della griglia utilizzata a 100 m.

Sorprendente è stato la localizzazione effettuata su dati continui. In seguito all'individuazione degli eventi, tramite una STA/LTA calcolata a priori, sono stati localizzati e filtrati per coerenza 61 eventi con entrambe le metodologie (Loki e Loki Master). Da queste sono stati ottenuti ben 39 eventi (con il metodo Master) con una coerenza più alta di 0.6 rispetto ai 9 ottenuti con l'assoluto. Di questi 39 eventi è anche stata calcolata la matrice di coerenza totale risultante avere proprio dei massimi di 0.6 (figura 4.32).

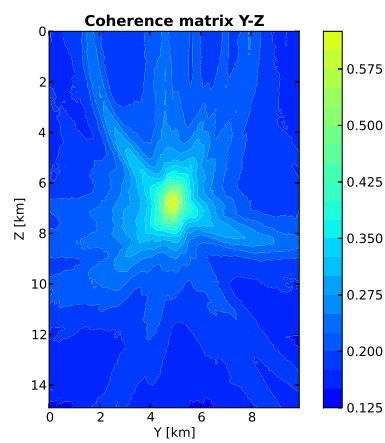
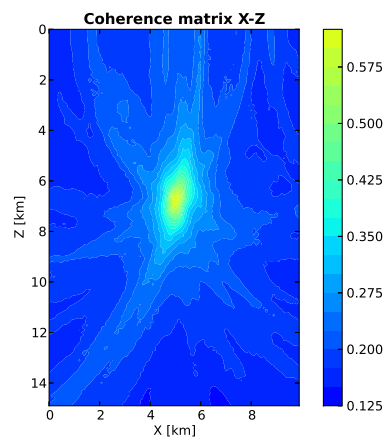
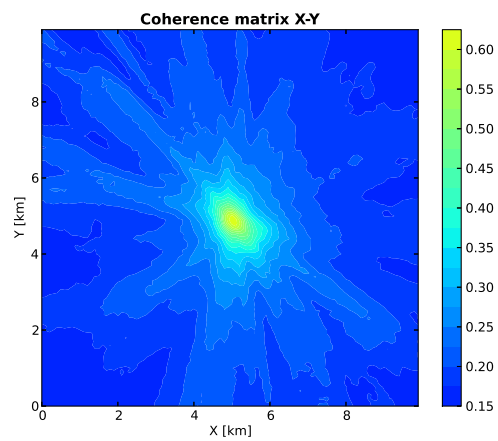


Figura 4.32: Matrici della somma delle coerenze aventi un massimo maggiore di 0.6

Pertanto con il metodo Loki Master, basato sul calcolo dei residui tra dati osservati e quelli teorici, possiamo migliorare i massimi e la risoluzione delle coerenze così come le localizzazioni. Tramite lo *stacking* su *travel time* corretti, consideriamo i ritardi di fase legati alla variazione dello spessore dei sedimenti, alla superficie topografica e a tutto ciò che non viene considerato dal modello teorico di velocità rendendo il metodo meno dipendente da esso, senza aumentare il tempo computazionale.

Per una localizzazione completamente automatica del metodo Loki Master è consigliabile, per i prossimi lavori, includere nell'algoritmo tutti gli i passaggi del *processing* sismologico. Prima di tutto dovrebbe funzionare su dati continui, filtrare i dati secondo degli *step* basilari nella sismologia (*detrend*, *demean*, *pass-band filter*) e, in particolare per il calcolo delle differenze, automatizzarlo per la scelta del Master in funzione dell'area in analisi. L'ideale sarebbe avere un algoritmo che analizzi le forme d'onda presenti individuando, prima, eventi di grande magnitudo da utilizzare come Master (in modo tale da minimizzare l'errore sul *picking*), li correli con gli altri eventi e confini il cubo di eventi sismici da localizzare in funzione dell'evento Master e della relativa zona di Fresnel, il tutto sempre in un'area ben definita (esempio sketch 4.33) .



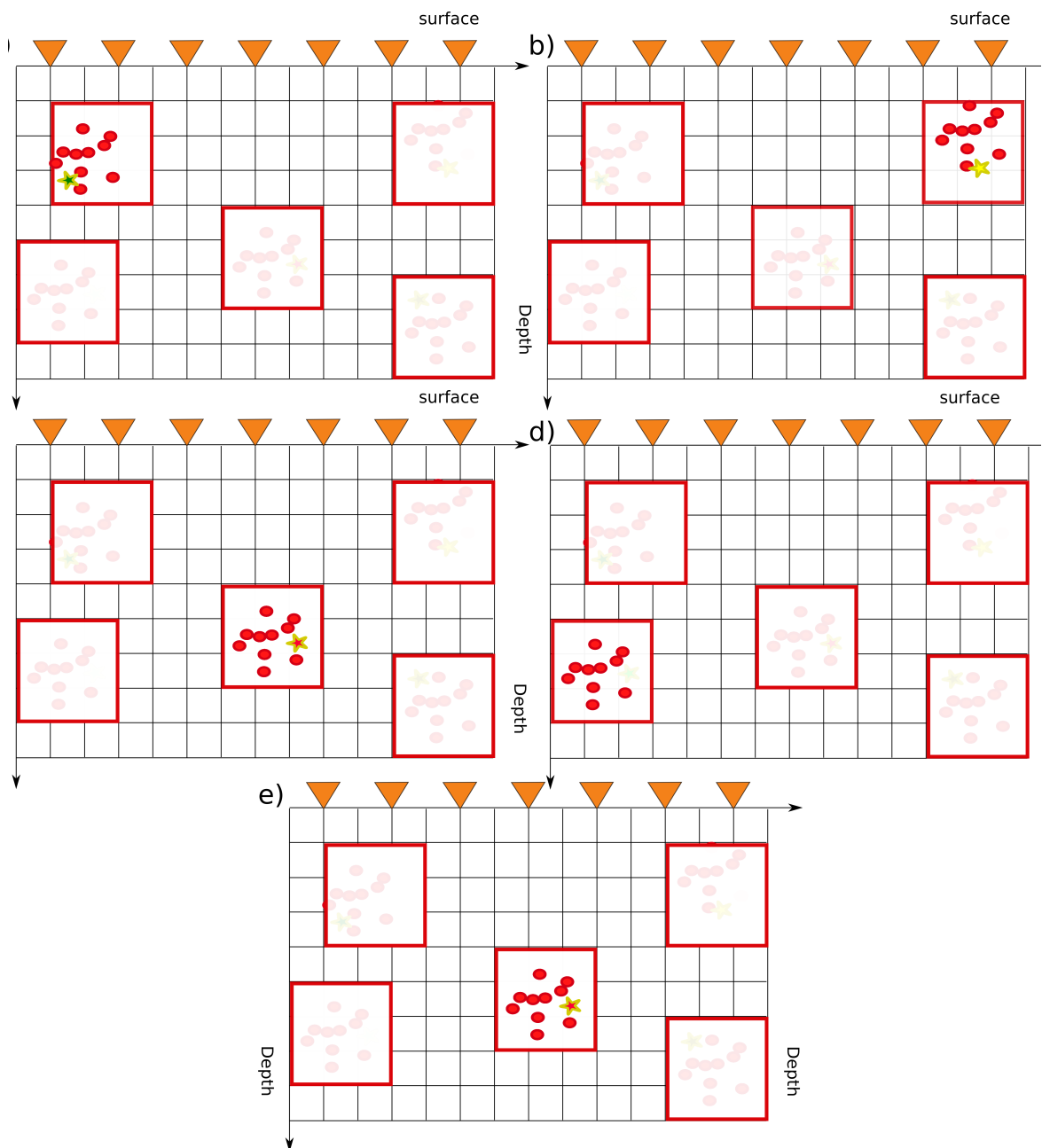


Figura 4.33: Sketch rappresentativo di come dovrebbe funzionare il metodo di localizzazione automatico Loki Master: le immagini a), b), c), d), e) rappresentano in successione l'algoritmo che localizza degli eventi di dopo aver individuato, per ogni sotto cubo di dati, un evento Master (rappresentati da stelle). Ogni area rossa è definita dalla lunghezza d'onda e quindi dalla frequenza del Master.

Da definire

## Bibliografia

- R. Allen. Automatic earthquake recognition and timing from single traces. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68:1521–1532, 1978. ISSN 00371106.
- R. Allen. Automatic phase pickers: their present use and future prospects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72:S225–S242, 1982. ISSN 00371106.
- M. Baer and U. Kradolfer. An automatic phase picker for local and teleseismic events. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77:1437–1445, 1987. ISSN 00371106.
- T. Baker, R. Granat, and R. W. Clayton. Real-time earthquake location using kirchhoff reconstruction. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95: 699–707, 2005. ISSN 00371106. doi: 10.1785/0120040123.
- M. Beyreuther, R. Barsch, L. Krischer, T. Megies, Y. Behr, and J. Wassermann. ObsPy: A Python Toolbox for Seismology. *Seismological Research Letters*, 81: 530, 2010.
- DS. Dreger, H. Tkalčić, and M. Jonston. Dilational processes accompanying earthquakes in the Long Valley Caldera. *Science*, 288:122–125, 2000.
- J. Drew, H. Leslie, P. Armstrong, and G. Michard. Automated microseismic event detection and location by continuous spatial mapping. In *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, 2005.
- T. Fischer and J. Horálek. Space–time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. *J Geodyn*, 35:125–144, 2003.
- T. Fischer and J. Michálek. Post 2000-swarm microearthquake activity in the principal focal zone of west bohemia/vogtland: space–time distribution and waveform similarity analysis. *Stud Geophys Geod*, 52:493–511, 2008.

- Tomas Fischer. West bohemia seismic network (webnet). URL <http://www.ig.cas.cz/en/structure/observatories/west-bohemia-seismic-network-webnet>.
- T. Fisher, J. Horálek, J. Michálek, and A. Boušková. The 2008 west bohemia earthquake swarm in the light of the webnet network. *Journal of Seismology*, 14(4):665–682, 2010.
- D. Gajewski and E. Tessmer. Reverse modelling for seismic event characterization. *Geophysical Journal International*, 163(1):276–284, 2005.
- S. Gammaldi, F. Grigoli, S. Cesca, and J. Saccorotti, G. and Horálek. Automated Master Event Full Waveform Location, An Application to NW. *EGU General Assembly 2014*, 16(EGU2014-3813-1), 2014.
- L. Geiger. Herdbestimmung bei erdbeben aus den ankunftszeiten. *Nachrichten von der Koniglicher Gesellschaft der Wissenschaften zu Gottingen Mathematisch Physikalische Klasse*, (4,331-349), 1910.
- L. Geiger. Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from geiger’s 1910 german article). *Bulletin of St. Louis University*, 8(1):56–71, 1912.
- H. N. Gharti, V. Oye, M. Roth, and D. Kühn. Automated microearthquake location using envelope stacking and robust global optimization. *Geophysics*, 75(4):MA27–46, 2010. ISSN 00168033. doi: 10.1190/1.3432784.
- F. Grigoli, S. Cesca, M. Vassallo, and T. Dahm. Automated seismic event location by travel-time stacking: An application to mining induced seismicity. *Seismological Research Letters*, 84(4):666–677, 2013a. ISSN 0895-0695.
- F. Grigoli, S. Cesca, O. Amoroso, A. Emolo, A. Zollo, and T. Dahm. Automated seismic event location by waveform coherence analysis. *Geophysical Journal International*, 84(4), December 2013b.
- K. Gögen and Wagner.GA. Alpha-recoil track dating of Quaternary volcanoes. *Chem Geol*, 166:127–137, 2000.
- Sebastian Heimann. Seismology toolbox and library, written in the python programming language. snuffler is a seismogram browser built on top of pyrocko. URL <http://emolch.github.io/pyrocko/>.

- G. Helffrich, J. Wookey, and I. Bastow. *The Seismic Analysis Code, A Primer and User's Guide*. Cambridge University Press, 2013.
- D. Hiemer, S. and Roessler and F. Scherbaum. Monitoring the west bohemian earthquake swarm in 2008/2009 by a temporary small-aperture seismic array. *Journal of Seismology*, 16:169–182, 2012.
- J. Horálek and T. Fischer. Role of crustal fluids in triggering the West Bohemia/Vogtland earthquake swarms: just what we know (a review). *Stud Geophys Geod*, 52:455–478, 2008.
- J. Horálek, J. Ářlený, T. Fischer, A. Slancová, and A. Bouřková. Scenario of the January 1997 West Bohemia earthquake swarm. *Stud Geophys Geod*, 44: 491–521, 2000.
- M. Ibs-von Seht, T. Plenefisch., and K. Klinge. Earthquake swarms in continental rifts—a comparison of selected cases in america, africa, and europe. *Tectonophysics*, 452:66–77, 2008.
- M. Ishii, P. M. Shearer, H. Houston, and J. E. Vidale. Teleseismic P wave imaging of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman and 28 March 2005 Sumatra earthquake ruptures using the Hi-net array. *Journal of Geophysical Research*, 112(B11307), 2004. doi: 10.1029/2006JB004700.
- SS. Jakobsdóttir, M.J. Roberts, G.B. Gudmundsson, H. Geirsson, and R. Slunga. Earthquake swarms at Upptyppingar, north-east Iceland: a sign of magma intrusion? *Stud Geophys Geod*, 52:513–528, 2008.
- H. Kao and S.-J. Shan. The source-scanning algorithm: mapping the distribution of seismic sources in time and space. *Geophysica Journal International*, February 2004.
- H. Kao and S. J. Shan. Rapid identification of earthquake rupture plane using Source-Scanning Algorithm. *Geophysical Journal International*, 168:1011–1020, 2007. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03271.x.
- D. Kracke, R. Heinrich, A. Hemmann, G. Jentzsch, and A. Ziegert. The east thuringian seismic network. *Stud Geophys Geod*, 44:594–601.
- G. Laske and C. Masters, G. and Reif. A new global crustal model at 2x2 degrees. URL <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>.

- J. Malek, J. Jansky, and J. Horalek. Layered velocity models of the western Bohemia region. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 44(4):475–490, 2000.
- G. A. McMechan. Determination of source parameters by wavefield extrapolation. *Geophysical Journal International*, 71(3):613–628, 1982.
- William Menke. Using Waveform Similarity to Constrain Earthquake Locations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 4(89):1143–1146, August 1999.
- H. Neunhöfer and T. Meier. Seismicity in the Vogtland/Western Bohemia earthquake region between 1962 and 1998. *Stud Geophys Geod*, 48:539–562, 2004.
- C. A. Rowe, R. C. Aster, B. Borchers, and C. J. Young. An automatic, adaptive algorithm for refining phase picks in large seismic data sets. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(5):1660–1674, 2002.
- J. L. Rubinstein and G. C. Beroza. Full waveform earthquake location: Application to seismic streaks on the calaveras fault, california. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 112(B5), 2007.
- Peter M. Shearer. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, second edition edition, 2009.
- R. Stefánsson, M. Bonafede, F. Roth, P. Einarsson, . Árnadóttir, and GB. Gudmunsson. Modelling and parameterizing the Southwest Iceland earthquake release and deformation process. *Icelandic Meteorological Office-Report*, 06005: 1–49, 2006.
- G. Van Rossum and F.L. (eds) Drake. Pythonlabs, 2001. URL <http://www.python.org/>.
- J. E. Vidale. Complex polarization analysis of particle motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76:1393–1405, 1986. ISSN 00371106.
- F. Waldhauser and William L. Ellsworth. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern hayward fault, california. *Bulletin of Seismological Society of America*, 90:1153–1368, 2000.
- R. Wang. A simple orthonormalization method for stable and efficient computation of green’s functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(3): 733–741, 1999.

- J. Wassermann. Locating the sources of volcanic explosions and volcanic tremor at Stromboli volcano (Italy) using beam-forming on diffraction hyperboloids. *Physics of the earth and planetary interiors*, 104(1):271–281, 1997.
- M. Withers, R. Aster, C. Young, J. Beiriger, M. Harris, S. Moore, and J. Trujillo. A comparison of select trigger algorithms for automated global seismic phase and event detection. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88:95–106, 1998. ISSN 00371106.
- M. Withers, R. Aster, and C. Young. An Automated Local and Regional Seismic Event Detection and Location System Using Waveform Correlation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89:657–669, 1999.
- M. Wyss, K. Shimazaki, and S. Škemer. Mapping active magma chambers by b values beneath the off-Ito volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 102(B9):20.413–20.422, 1997.
- J. Švancara, J. Havíř, and W. Conrad. Derived gravity field of the seismogenic upper crust of SE Germany and West Bohemia and its comparison with seismicity. *Stud Geophys Geod*, 52:567–588, 2008.